

Article, Published Version

Köster, Rolf

Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

Die Küste

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/100740>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Köster, Rolf (1960): Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. In: Die Küste 8. Heide, Holstein: Boyens. S. 131-159.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

Von Rolf Köster

Inhalt

I. Einleitung	131
II. Der Wasseranstieg an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste	132
A. Die Litorina-Transgression	132
B. Nachlitorinazeitliche Senkungserscheinungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste	133
1. Vorbemerkungen zur Methode	133
a) Über den Aufbau von Strandwällen	133
b) Zur Morphologie der Kliffs	136
c) Zur Lage ur- und frühgeschichtlicher Siedlungen im Küstenraum	137
2. Die Küstenabschnitte	137
a) Die Flensburger Förde	137
b) Die Schlei	137
c) Die Eckernförder Bucht	138
d) Die Kieler Förde	140
e) Die Hohwachter Bucht	140
f) Ostwagrien und Fehmarn	141
g) Die Lübecker Bucht	143
h) Der Unterlauf der Trave	146
III. Vergleich mit benachbarten Küsten	150
A. Die südliche Ostseeküste östlich der Trave	150
B. Die dänischen Inseln und Schweden	151
IV. Zusammenfassende Betrachtung der geologischen Untersuchungen	151
V. Die Pegelmessungen	152
VI. Die Bewegungskomponenten	153
VII. Kurzer Vergleich mit der schleswig-holsteinischen Nordseeküste	155
VIII. Überlegungen zur zukünftigen Entwicklung	156
IX. Zusammenfassung	156
X. Schriftenverzeichnis	157

I. Einleitung

An zahlreichen Orten der schleswig-holsteinischen Ostseeküste sind ebenso wie in der gesamten Umgebung der südlichen Ostsee Hinweise auf jüngere Senkungen des Landes im Verhältnis zum Meeresspiegel bzw. einen Anstieg des Wassers im Verhältnis zum festen Land zu finden. Die bisherigen Beobachtungen erlauben jedoch noch keine weiträumige Erfassung der gegenwärtigen Vorgänge. Sie beruhen vor allem auf Bohrungen mit pollenanalytischer Datierung der Schichten und Transgressionskontakte sowie auf der Auswertung von Pegelmessungen. Deshalb wurde der Versuch unternommen, aus den küstenmorphologischen Formen und aus der Lage ur- und frühgeschichtlicher Funde weitere Anhaltspunkte zu gewinnen, um die großräumigen Vorgänge und Bewegungen beschreiben zu können. Weiterhin ist zu betrachten, ob eine Trennung von eustatischen Wasserstandsschwankungen und tektonischen Bewegungen des Landes möglich ist¹⁾.

¹⁾ Bei der Durchführung der von mir im Herbst 1951 zunächst unter praktischen Fragestellungen im Rahmen der von der Gewässerkundlichen Untersuchungsstelle Heiligenhafen beim Wasser- und Schiffsamt Ostsee in Kiel begonnenen Untersuchungen wurde ich von zahlreichen Fachkollegen und Dienststellen des Wasserbaues in West- und Ostdeutschland sowie Dänemark großzü-

II. Der Wasseranstieg an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

A. Die Litorina-Transgression

Die morphologischen Formen im Küstenraum werden bei steigendem Wasserstand oder durch spätere Abtragung schon kurze Zeit nach ihrer Entstehung leicht wieder zerstört. Dem Einfluß des Meeres können sie, wenn nicht besondere örtliche Verhältnisse vorliegen, wie es

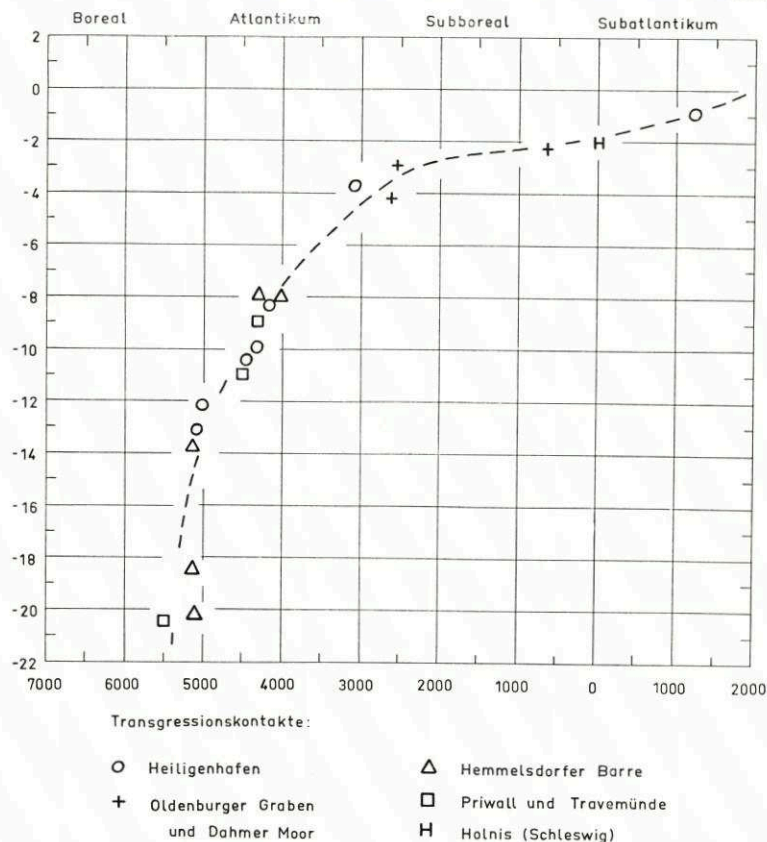


Abb. 1. Die Kurve der postglazialen Transgression in Ostholstein nach H. SCHMITZ (1953a), ergänzt nach G. SEIFERT (1955)

z. B. in der Hemmelsdorfer Barre an der inneren Lübecker Bucht (S.144) der Fall ist, auf die Dauer nur durch eine relative Landhebung entzogen werden. Deshalb bleiben bei einer relativen Senkung meist nur die Bildungen erhalten, die bei einem im Vergleich zur heutigen Lage

gig unterstützt. Allen Herren, die meine Arbeiten förderten, vor allem aber den Herren Prof. Dr. K. GRIPP, Prof. Dr. E. SEIBOLD, Prof. Dr. E. SPROCKHOFF, Prof. Dr. G. KOSSACK, Dr. E. ANER, Dr. M. PETERSEN, Dr. A. DÜCKER, Dr. C. MAGENS, Dr. G. SEIFERT, sämtlich in Kiel, Oberregierungsbaurat F. HÖHNE, Lübeck, Dr. W. NEUGEBAUER, Lübeck, Prof. Dr. TH. HURTIG, Greifswald, Prof. Dr. J. F. GELLERT, Potsdam, Prof. Dr. A. SCHOU, Kopenhagen, und Prof. Dr. J. C. BECKER, Kopenhagen, sowie der Wasser- und Schifffahrtsdirektion in Kiel möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen. Die Mittel zur Ausführung von Bohrungen im Gebiet von Alt-Lübeck stellte die „Deutsche Forschungsgemeinschaft“ zur Verfügung. Auch an dieser Stelle sei hierfür gedankt.

höchstens wenige Meter niedrigeren Meeresspiegel entstanden. Die Bearbeitung älterer Stadien ist aber durch Bohrungen möglich. Der Verlauf der im Nordseeraum als Flandrische Transgression bezeichneten Litorina-Transgression am Ende des Boreal, im Atlantikum und in der ersten Hälfte des Subboreal ist so besonders durch pollenanalytische Arbeiten erfaßt worden. An der Ostseeküste Schleswig-Holsteins sind es vor allem die Untersuchungen von TAPFER (1940) und SCHMITZ (1951 a, 1951 b, 1952, 1953 a, 1953 b). Aus den benachbarten Gebieten sind besonders IVERSEN (1937), JESSEN (1937), MIKKELSEN (1949) und NILSSON (1935, 1948) zu nennen.

Die Transgressionskurve von TAPFER (1940) für die schleswig-holsteinische Ostseeküste zeigt einen steilen Wasseranstieg bis etwa 2000 v. Chr. mit einer anschließenden konstanten Lage in der heutigen Höhe. Diese Aussagen wurden von SCHMITZ (1952, 1953 a, 1953 b) ergänzt und berichtigt (Abb. 1). Nach seinen Untersuchungen in Ostholstein hörte die schnelle Hebung des Wasserstandes ebenfalls nahe 2000 v. Chr. auf, aber in einem Niveau, das etwa 3 m unter dem heutigen Meeresspiegel liegt. Aus dem anschließenden Zeitraum standen ihm nur wenige Transgressionskontakte zur Verfügung. Sie erlauben noch keine völlig sichere Darstellung der Verhältnisse, machen aber einen allmählichen Übergang in den langsamen Wasseranstieg der nachchristlichen Zeit wahrscheinlich, also der Dünkirchener Transgression des Nordseeraumes (Abb. 1). Hier beginnt der mit morphologischen Methoden erfaßbare Zeitabschnitt.

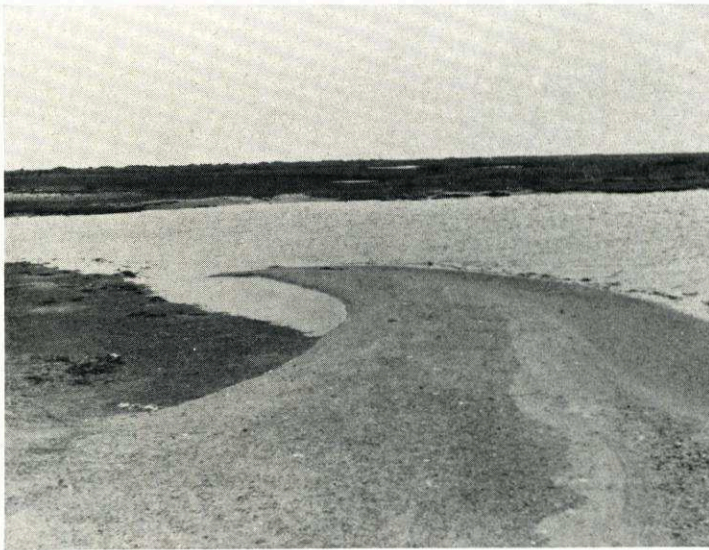


Abb. 2.
Flacher Sandhaken
im Anschluß an einen
Strandwall des Krumm
Steert (Südwest-Fehmarn)
Aufn. R. KÖSTER, September 1952

B. Nachlitorinazeitliche Senkungserscheinungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

1. Vorbemerkungen zur Methode

a) Über den Aufbau von Strandwällen

Zur Untersuchung relativer Wasserstandsschwankungen in der jüngeren Vergangenheit eignen sich vor allem die küstenmorphologischen Formen. An den Steilufern können, außer in Gebieten relativer Landhebung, in der Regel wegen des ständigen Abbruchs und Küstenrückgangs nur kurzzeitige Bildungen auftreten. Deshalb sind in erster Linie die Strandwälle in den Aufschüttungsgebieten, den Höftländern, Haken und Nehrungen, zu betrachten.

Die Anlage von Höftländern, Haken und Nehrungen erfolgt meist dort, wo die Ausgangsküste mehr oder weniger scharf zurückspringt und eine Bucht bildet (MARTENS 1927). Der Küstenstrom behält hier aber anfangs noch die alte Richtung bei. Er verteilt sich jedoch über ein größeres Gebiet, wodurch die Transportkraft abnimmt. Am Eingang der Bucht wird deshalb Sand aufgeschüttet (MARTENS 1927). Diese Sedimentation dringt im Laufe der Entwicklung immer weiter in die Bucht hinein vor und höht so den Meeresboden allmählich auf.

Wenn die Oberfläche der Riffzone bis fast an den mittleren Wasserstand heranreicht, kann der Aufbau von Strandwällen beginnen. Als erstes erscheinen bei weit überwiegendem Längstransport und Wachstum in die Bucht hinein in der Regel aus den Riffen hervorgehende kleine Sandhaken (Abb. 2). Sie ragen nur wenig aus dem Wasser heraus. Am Ufer liegt meist eine höftartige Bildung. An diese schließen sie sich in größerer Zahl so hintereinander an, daß sie insgesamt einen längeren nach rückwärts in die Bucht hinein durchgebogenen Haken bilden, der bei einer Höhe von wenigen Dezimetern über dem mittleren Wasserstand weit mehr als hundert Meter Länge erreichen kann (KÖSTER 1955). Diese Aufbauform ist noch sehr unbeständig. Bei jeder stärkeren Wasserbewegung erfolgen Umlagerungen, und neues Material wird antransportiert. Sie höhen sich auf, und die Gliederung in Einzelzungen wird zunehmend undeutlicher. Stärkere Brandung bei Sturmfluten kann auch größere Gerölle aufwerfen, so daß schließlich als dauerhafte Form ein Strandwall entsteht (Abb. 3).

Außerhalb der schnell in der Längsrichtung wachsenden Aufschüttungsgebiete erfolgt die erste Anlage eines Strandwalls durchweg auf anderem Wege. Bei küstenparallelem Anwachs, der oft mit Quertransport verbunden ist, tauchen die Riffe meist als mehr oder weniger uferparallele, langgestreckte Sandbänke auf. Auf ihnen kann es in ähnlicher Weise zur Strandwallbildung kommen, jedoch sind hier wegen der nur langsamen Ortsveränderung der Schwerpunkte des Geschehens stärkere Umlagerungen zu erwarten.

Die Höhe der Strandwälle hängt von der Brandungsenergie der den Aufbau abschließenden Sturmflut ab. Für sie sind vor allem die Windstärke und die Exposition des jeweiligen Küstenabschnittes zur Windrichtung maßgeblich. Weiterhin spielen die Größe der freien Wasserfläche und der Verlauf der Tiefenlinien eine Rolle. Es gibt Strandwälle, die nur einem einzigen Hochwasser ihre Entstehung verdanken. Ihr Profil zeigt einen sehr einfachen Aufbau (KÖSTER 1955). Über den Sanden der Riffzone und der kleinen und flachen Haken folgen Gerölle als Sturmflutablagerung (Abb. 4). Meist ist der Aufbau aber komplizierter. Die einfache Schichtung setzt voraus, daß die Sturmflut und ihre Brandungsenergie einen sehr hohen Betrag erreichen. Sind sie dagegen schwächer, dann ist der Strandwall gegenüber schweren Wetterlagen noch instabil. In diesem Falle wird neues Material hinzugefügt, und Umlagerungen können stattfinden. Eine mehrfache Wiederholung der Vorgänge kann sich im Profil in einem häufigen Wechsel von feinerem und gröberem Material zeigen (Abb. 5). Für die endgültige Höhe sind durchweg die stärksten im jeweiligen Küstenabschnitt häufiger auftretenden Sturmflutbedingungen entscheidend. An der freien Außenküste erreicht sie meist etwa 3 m. In geschützten Buchten ist sie geringer.

In entsprechender Weise bilden sich im Anschluß an den ersten Strandwall weitere (KÖSTER 1955). Das System wächst als Haken in die Bucht hinein, während gleichzeitig sein Hals im Anschluß an den Aufhängepunkt, meist ein Kliff, zurückverlegt wird. Wenn er das gegenüberliegende Ufer erreicht, wird er zu einer Nehrung. Von Höftländern spricht man dann, wenn sich die erste Aufschüttung wegen eines zu steilen Abfalls des Meeresbodens nicht von der Küste ablösen kann, so daß ein etwa dreieckiger Strandvorsprung entsteht (MARTENS 1927).

In diesen Bildungen bleiben die Strandwälle, oder zumindest Teile von ihnen, aus früheren Stadien der Küstenentwicklung erhalten. Vergleicht man die Höhen, dann müssen sich etwaige langfristige Schwankungen der Sturmflutwasserstände und ihrer Brandungsenergie abzeichnen. Findet man dabei innerhalb eines Höftlandes, eines Hakens oder einer Nehrung mit großer Regelmäßigkeit eine einseitige Verschiebungstendenz, die sich nicht durch örtliche Sonderbedingungen, wie z. B. einer während des Aufbaus veränderten Exposition der Küste, erklären läßt, muß sie auf eine entsprechende Schwankung des Meeresspiegels zurückgeführt werden. Das Erscheinungsbild der „aufsteigenden Strandwälle“ bei steigendem Wasserstand ist in schematischer Form in der Abbildung 6 b skizziert. Bei fallendem Meeresspiegel stellen sich die umgekehrten Verhältnisse ein. Auf diesem Wege lassen sich also aus der großen Zahl von Strandwällen innerhalb eines Aufschüttungsgebiets über die relativen Veränderungen der Strandwallhöhen unter im wesentlichen unveränderten örtlichen Bedingungen Schlüsse auf Wasserstandsschwankungen ziehen, obwohl aus einem einzelnen Strandwall der Wasserstand nicht abgeleitet werden kann.



Abb. 3.
Küstenparalleler
Strandwall an der
Westseite der
Markelsdorfer Huk
(Nordwest-Fehmarn)
Aufn. R. KÖSTER, August 1952

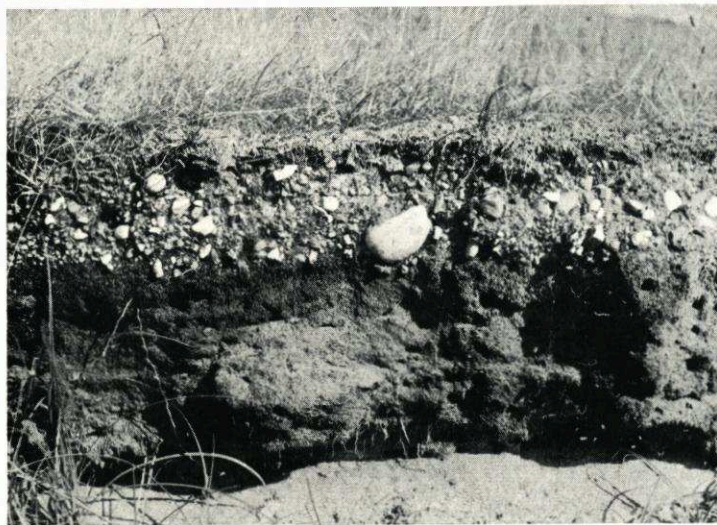


Abb. 4.
Aufschluß an einen
Strandwall an der
Nordküste von Fehmarn
bei Altentheil mit grobem
Sturmflutgeröll über Sand
Aufn. R. KÖSTER, September 1952



Abb. 5.
Schichtung in einem
Strandwallkliff an der
Westküste von Fehmarn
beim Leuchtturm Flügge
Aufn. R. KÖSTER, Oktober 1952

Der Zusammenhang zwischen der Stärke der Sturmfluten bzw. der Brandung und den Strandwallhöhen ist weniger deutlich, wenn die Materialbilanz des Strandes sehr unausgeglichen ist. Bei schwacher Ansandung können die Strandwälle nur eine geringere Höhe erreichen. Meist dürften aber für den Aufbau in einem Gebiet während längerer Zeiträume ähnliche Bedingungen vorliegen. Zudem hinterlassen größere Abweichungen ihre Spuren im Sedimentbild, so daß Täuschungen beim Vergleich vermeidbar sind.

In der Regel werden die Strandwälle schon bald nach ihrer Anlage von einer geschlossenen Vegetationsdecke überzogen (Abb. 14). Sie sind dann kaum noch weiteren Veränderungen unterworfen. Fehlt der Pflanzenbewuchs jedoch oder wird er später zerstört, sind Umformungen durch Wind und Wasser auch nach längerer Zeit möglich. Aus Wällen mit sehr viel feinkörnigem Material entstehen durch Auswehung von Sand kleine Dünen (Abb. 7 und 8)²⁾. Hohe Wasserstände können dagegen auf die ungeschützte Oberfläche zerstörend wirken. Wenn derartige Spuren vorliegen, ist ein sicherer Vergleich nicht durchführbar.

Weitere mögliche Fehlerquellen liegen darin, daß nach dem Aufbau der Strandwälle in weichen Schichten des Untergrundes Setzungen erfolgen können. Deshalb ist diese Frage mit in die Untersuchungen einzubeziehen.

b) Zur Morphologie der Kliffs

Die morphologischen Formen der Steilufer können bei relativer Landhebung bis in alle Einzelheiten erhalten bleiben, bei relativer Landsenkung sind dagegen nur in Ausnahmefällen Beobachtungen zur Küstensenkung möglich. Voraussetzung ist die Erhaltung alter Formen durch Schutz vor Veränderungen, wie z. B. früher Abschluß vom Meer durch vorgebaute Strandwälle und Bewuchs des Hanges.

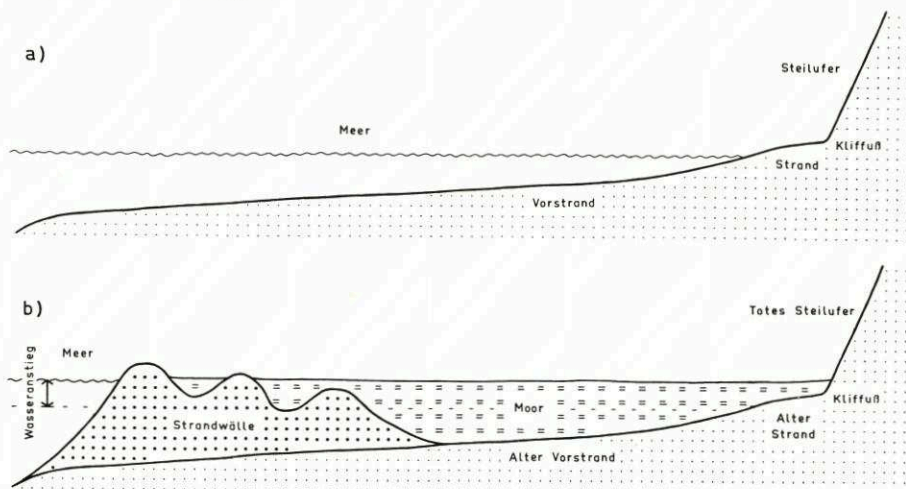


Abb. 6a. Profil eines aktiven Steilufers an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

Abb. 6b. Schematisches Profil eines toten Steilufers im Schutz von aufsteigenden Strandwällen nach relativer Küstensenkung

Ein Kliff in diluvialen Lockergesteinen zeigt über dem flach ansteigenden Strand einen scharfen Übergang zur mehr oder weniger steilen Wand (Abb. 6 a). Dieser Kliffuß hat nach KANNENBERG (1951) fast immer eine Höhe von mehr als einem Meter über dem mittleren Wasserstand. Findet man nun an toten Steilufers hinter Höftländern, Haken und Nehrungen durch Bohrungen den Kliffuß unter dem heutigen NN, so liegt ein eindeutiger Beweis für eine relative

²⁾ Der Aufbau von Dünen kann auch schon in früheren Entwicklungsstadien einsetzen. Einzelheiten der Dünenbildung sind hier jedoch uninteressant, weil sie keine Aussagen zur Fragestellung erlauben.

Küstensenkung nach der Anlage des Steilufers vor (Abb. 6b), da Setzungen und andere Störungen der morphologischen Verhältnisse ausgeschlossen sind. Aufgabe weiterer Untersuchungen ist die Datierung der Vorgänge, insbesondere durch pollenanalytische Arbeiten, wenn der alte Strand von Moor überlagert wird.

c) Zur Lage ur- und frühgeschichtlicher Siedlungen im Küstenraum

Eine weitere Möglichkeit zur Festlegung junger Wasserstandsschwankungen besteht durch die Untersuchung ur- und frühgeschichtlicher Siedlungen und Anlagen nahe der Küste. Funde unter dem Wasserspiegel machen eine relative Landsenkung wahrscheinlich. Die günstigsten Bedingungen bieten im Zusammenhang ausgegrabene Anlagen, da sie Täuschungen durch Umlagerungen ausschließen. Es muß aber versucht werden, den möglichen Anteil von Setzungserscheinungen zu bestimmen.

2. Die Küstenabschnitte

Die Flensburger Förde wird durch die weit nach Norden vorstoßende Halbinsel Holnis in zwei Abschnitte geteilt. In beiden gibt es selbständige Strömungssysteme, die an der genannten Halbinsel aufeinandertreffen. In der Außenförde ist der Küstenversatz nach Westen, in der Innenförde nach Nordosten gerichtet. Die im Bereich von Holnis liegende dynamische Grenze hat sich nach Kartenvergleichen seit etwas mehr als einem halben Jahrhundert nach Osten verschoben und macht damit eine Veränderung der vorher bestehenden Gleichgewichtsverhältnisse wahrscheinlich (KÖSTER 1958). Das Holnis Noor am Hals der Halbinsel wird nur im Osten, also an der Außenförde, durch einen Strandwall von der Ostsee abgetrennt. Zur Innenförde hin befindet sich ein Deich, der erst 1924 errichtet wurde. Die Niederung wird künstlich entwässert. In ihr konnte TAPPER (1940) in 2,05 m Tiefe unter NN einen Transgressionskontakt erbohren. Das Profil wurde später von SCHMITZ (1953 a) neu gedeutet. Er ermittelte den Zeitraum nahe Christi Geburt.

Die kleineren Höfländer von Bockholmwik und Langballigau werden durch Strandwälle aufgebaut, die keine wichtigen Beobachtungen zur Fragestellung erlauben. Bemerkenswert sind dagegen die Verhältnisse in der Geltinger Birk an der Nordspitze der Geltinger Halbinsel. Sie besteht aus einem ausgedehnten Strandwallsystem, dessen älteste Teile ein Alter von etwa einem Jahrtausend haben (KÖSTER 1958). Die einzelnen Wälle werden überwiegend aus Geröll gebildet und sind nur selten überdünt. Die Aufschüttung erfolgte auf einer Abrasionsfläche. Deshalb sind Sackungen im Untergrund nicht zu erwarten. Die Strandwälle sind um so niedriger, je früher ihre Anlage erfolgte. Da das Gebiet an der offenen Meeresküste liegt und sich die Exposition zum Wind während der Aufschüttung nicht verändert hat sowie weiterhin auch eine regelmäßige Zunahme der hier vor allem wirksamen östlichen Winde während des letzten Jahrtausends nicht denkbar ist, liegt also ein eindeutiger Hinweis auf einen allmählichen Anstieg des Wassers vor.

Die kleineren Strandwallgebiete an der dänischen Nordküste der Flensburger Außenförde ergeben durchweg keine sicheren Beobachtungen. Die „Birk“ an der Südküste von Alsen wird landwirtschaftlich genutzt und ist fast völlig planiert worden.

b) Die Schlei

Vor dem Mündungstrichter der über 40 km langen und sehr schmalen Schlei liegen Strandwallsysteme, welche die natürlichen Öffnungen weitgehend verbaut haben. In der alten nördlichen Mündung im Wormshöfter Noor zwischen Angeln und dem Diluvialgebiet Öhe — Maasholm sind Einzelheiten des morphologischen Aufbaus nur noch teilweise zu erkennen, da zur Schüttung des küstenparallelen Deiches hier viel Material entnommen wurde.

Auch vor der breiteren Mündung südlich von Öhe und Maasholm liegen Haken, die von Norden und Süden aufgeschüttet wurden. Der Strandwallfächer in den Salzwiesen südlich Öhe ist nur klein und ebenfalls durch Materialentnahme stark verändert. Dagegen sind die Einzelheiten des großen südlichen Systems noch gut erhalten. Es beginnt am Kliff von Schönhagen mit einem breiten und hohen Strandwall, der sich fast genau nach Norden erstreckt. Er endet am etwa 1790 angelegten Durchstich. Hinter diesem setzt sich der Haken in der Lotseninsel in einem breiten Fächer fort, der sich im Norden in den letzten Jahren bis vor die Salzwiesen von Öhe ausgedehnt hat. Die ältesten, südlichen Strandwälle sind überdünt und kaum zu erkennen. Die jüngeren dagegen sind deutlich ausgeprägt. Zwischen beiden Abschnitten besteht kein allmählicher Übergang. Deshalb vermutet HINTZ (1955) veränderte Bildungsbedingungen. Zwischen den Phasen soll eine Ruhezeit gelegen haben. Da der Haken nach Kartenvergleichen zur Zeit des Durchstichs schon über diesen Einschnitt hinaus nach Norden reichte, dürfte allerdings kein Zusammenhang mit den technischen Eingriffen bestehen. Der Umbruch ist also einige Zeit vor dem Durchstich anzusetzen.

Die Grabungen in der Wikingerstadt Haithabu am Haddebyer Noor, nahe dem inneren Ende der Schlei, führten zu Beobachtungen, die Veränderungen des Wasserstandes wahrscheinlich machen (JANKUHN 1943). Während des Bestehens der Siedlung (9. bis 11. Jahrhundert) stieg der Unterlauf eines Baches kurz vor der Einmündung in das Noor beträchtlich an. Ein Teilbetrag ist auf einen Aufstau infolge Anhäufung von Schutt vor der Mündung, ein anderer auf einen schnellen Anstieg des Wassers während eines begrenzten Zeitraums nahe 1000 v. Chr. zurückzuführen. Er beeinflusste das unmittelbare Hinterland durch Rückstau. Spätere Untersuchungen zeigten am Ufer des Noores weitere Siedlungsreste unter dem heutigen Meeresspiegel. Sie liegen zumindest teilweise auf diluvialen Sanden und werden von Torf überdeckt (mündliche Mitteilung von Herrn Professor Dr. GRIPP, Kiel). Die Grabungen in diesem Teil von Haithabu sind noch nicht abgeschlossen. Die gesamte relative Senkung des Landes seit der Gründung der Stadt dürfte mindestens 1 m betragen.

c) Die Eckernförder Bucht

Die Nordküste der Eckernförder Bucht besteht von Langhoved bis Borby überwiegend aus Strandwallbildungen. Sie werden nur durch das Kliff von Hemmelmark unterbrochen. Die natürlichen Verhältnisse sind durch Kiesentnahme und Bebauung in starkem Umfang zerstört worden. Ähnliches gilt für den Haken vor dem Windebyer Noor, der die Stadt Eckernförde trägt, und die Nehrung vor dem Goos-See. Die Höftländer an der Südküste sind dagegen wenigstens in einigen Teilen noch unverändert erhalten. Im Strandvorsprung Kronsport finden sich östlich der Baggerstelle noch einige Strandwälle, während der Osten des Höftlandes von Noer aus sehr niedrigen Wällen gebildet wird, die nach Westen im jüngeren Teil langsam aufsteigen (SCHÜTZE 1939). Darauf folgt ein flachkuppiges Dünengelände (Abb. 7 und 8).

Bohrungen in den Küstenniederungen der Eckernförder Bucht wurden von MARTENS (1927) ausgewertet. Sowohl im Höftland von Kronsport als auch an der Nordküste befinden sich zwischen den Strandwällen und den toten Steilufern im Hinterland Moore. Sie haben sich bis über den alten Kliffuß und den ihm vorgelagerten Strand ausgedehnt. Ihre Mächtigkeit beträgt hier 1,5 bis 2 m, ihre Oberfläche liegt bei etwa + 0,5 m NN. Daraus folgt, daß der Fuß der alten Steilufer heute bei etwa - 1 m NN liegt. An den heutigen aktiven Kliffs ist er aber entsprechend dem mittleren Hochwasserstand in mehr als + 1 m NN zu finden (KANNENBERG 1951). Für die Zeit nach der Anlage der ersten Strandwälle dieser Bildungen ergibt sich also eine Absenkung von reichlich 2 m. Eine pollenanalytische Datierung ist bisher noch nicht erfolgt.



Abb. 7.
Überdünter küstenparalleler
Strandwall im Höftland
von Noer
Aufn. R. KÖSTER, April 1955



Abb. 8.
Dünen und Strandwälle im
Höftland von Noer.
Im Hintergrund
das tote Steilufer
Aufn. R. KÖSTER, April 1955



Abb. 9.
Dünengelände am
Wessecker Strand
(Hohwachter Bucht)
Aufn. R. KÖSTER, April 1955

d) Die Kieler Förde

Auch die meisten Strandwallgebiete an der Kieler Förde sind durch bauliche Arbeiten verändert worden. Eine Ausnahme bildet nur der größte Teil der Kolberger Heide im Nordosten der Außenförde. Hier konnte HINTZ (1958 b) einen Aufbau in zwei Phasen wahrscheinlich machen, deren zeitliche Stellung jedoch unklar ist. Sie unterscheiden sich vor allem in den Sedimentationsbedingungen. Die ältesten Strandwälle sind nur undeutlich zu erkennen.



Abb. 10.
Strand, Vordüne und
Hauptdüne am
Wesseker Strand
(Hohwachter Bucht)
Aufn. R. KÖSTER, April 1955



Abb. 11.
Angeblicher
jungsteinzeitlicher
Grabhügel im
Dünengelände am
Wesseker Strand
(Hohwachter Bucht)
Aufn. R. KÖSTER, April 1955

e) Die Hohwachter Bucht

An der Hohwachter Bucht finden sich in drei Gebieten größere Strandbildungen: beiderseits des Höhenrückens mit dem Ort Hohwacht und am Wesseker Strand. Das Niederungsgebiet zwischen dem Kliff von Todendorf im Westen und dem von Hohwacht im Südosten

wird durch die kleine und flache Diluvialhöhe von Lippe unterbrochen. In beiden Abschnitten sind breit auslaufende Strandwallfächer zu erkennen, die deutlich das Aufsteigen der jüngeren Strandwälle, also das Ansteigen des Ostseespiegels, zeigen.

Der größte Teil der Strandwälle zwischen Lippe und Hohwacht verdankt dem Transport nach Süden und Südosten seine Entstehung. Von Hohwacht her wuchs diesem Haken ein weiterer, bedeutend kleinerer nach Westen entgegen. Zwischen beiden blieb ein breiter Durchlaß erhalten. Er wurde erst nach dem Anfang des 17. Jahrhunderts verschlossen (MARTENS 1927). In seinem Bereich befindet sich heute eine flachkuppige Dünenlandschaft. Damit sind alle Strandwallbildungen zwischen Todendorf und Hohwacht unter Einschluß der Lippe-Insel zu einer langgestreckten Nehrung zusammengewachsen. Die Küste wird durch einen Deich geschützt. Heute erfolgen, abgesehen von einer stärkeren Abtragung vor Lippe, keine größeren Veränderungen mehr.

Die Dünen am Wessecker Strand (Abb. 9 und 10) wurden von TAPPER (1940) als neolithisch datiert, da auf ihnen jungsteinzeitliche Grabhügel (Abb. 11) errichtet worden seien. Diese Deutung ist jedoch unzutreffend. Es ist zunächst fraglich, ob es sich überhaupt um vorgeschichtliche Gräber handelt (mündliche Mitteilung von Herrn Professor Dr. G. KOSSACK, Kiel). Außerdem liegen die Hügel auf Diluvium nahe einem alten Kliff. Am Strand vor diesem erfolgte der Aufbau von Dünen, der auch zur Überwehung des Hinterlandes mit Flugsand führte. Eine Datierung der Küstenveränderungen ist also auf diesem Wege nicht möglich.

f) Ostwagrien und Fehmarn

Der Transgressionsverlauf im Gebiet von Heiligenhafen ist durch Bohrungen (SEIFERT 1955) und deren pollenanalytische Auswertung (SCHMITZ 1953 a, 1953 b) bekannt geworden.

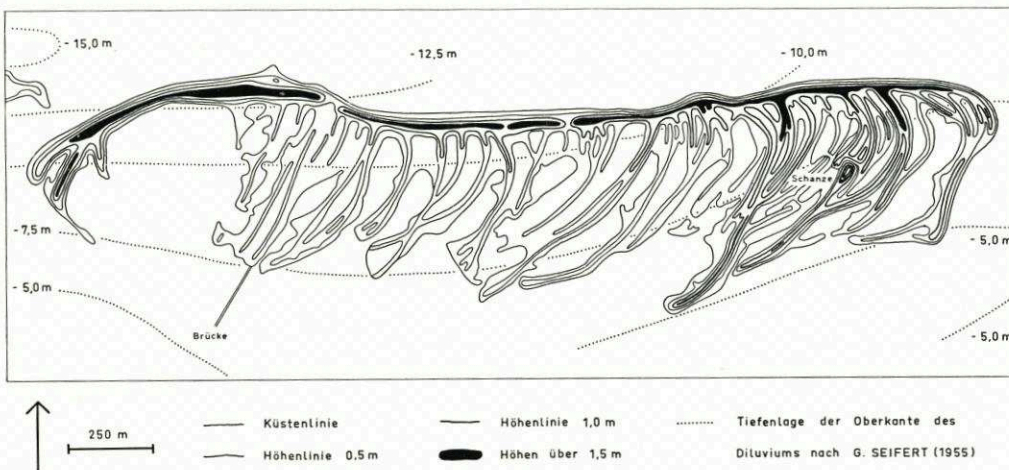


Abb. 12 Vereinfachte Höhenlinienkarte des Graswarders vor Heiligenhafen nach einer tachymetrischen Aufnahme des schleswig-holsteinischen Landesvermessungsamtes im Herbst 1951 und die Tiefenlage der Oberkante des Diluviums nach G. SEIFERT (1955)

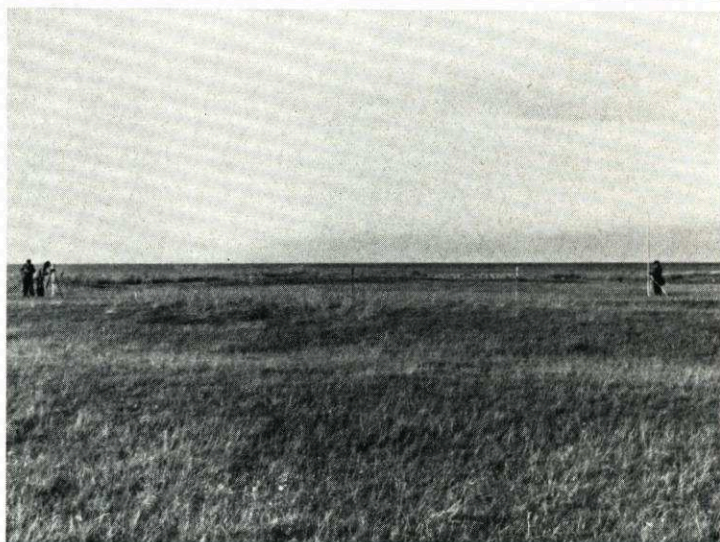
Im Zungenbecken nördlich der Heiligenhafener Stauchmoräne befand sich ein verlandender See, der während der Litorina-Transgression vom Meer überflutet wurde. Dieser Vorgang ist durch verschiedene Transgressionskontakte belegt (Abb. 1). Der jüngste in — 0,57 m Tiefe in der benachbarten Eichholz-Niederung wurde von SCHMITZ (1953 a) auf ungefähr 1250 n. Chr. datiert. Die Setzung beträgt nach SEIFERT (1955) nur wenige Zentimeter. Etwa um 1000 n. Chr.

begann, mit dem Heiligenhafener Kliff als Aufhängepunkt, die Bildung eines Hakens (SEIFERT 1955). Er legte sich mit einer mächtigen Sand- und Kiesschüttung über die älteren, postglazialen Sedimente. Seine Spitze erreichte zu Anfang des 15. Jahrhunderts den Westteil des heutigen Graswarders. Die Frühstadien wurden später vom Meer wieder zerstört, so daß sich jetzt zwischen dem Steilufer und dem älteren Teil des Strandwallgebiets jüngere Bildungen befinden (KÖSTER 1955).

Abb. 13.
Überdünnte Strandwälle,
Strandmoor und totes Kliff
beim Gut Flügge an der
Westküste von Fehmarn
Aufn. R. KÖSTER, April 1952



Abb. 14.
Grasbewachsene Strand-
wälle der Markelsdorfer
Huk (Nordwest-Fehmarn).
Vermessung des Gebietes
durch einen
Tachymetertrupp der
Gewässerkundlichen
Untersuchungsstelle in
Heiligenhafen
Aufn. R. KÖSTER, September 1952



Der Graswarder wuchs im Laufe von fünf Jahrhunderten zu einer Länge von etwa 2,8 km an. In der Richtung des Aufbaus, von Westen nach Osten, steigen die Strandwälle deutlich auf. Die ältesten in seinem Westteil überragen bei einer durchschnittlichen Höhe von 50 bis 60 cm die sie umgebende Moorfläche nur um wenige Zentimeter, die jüngsten erreichen dagegen bis zu 2 m (Abb. 12). Diese Anhebung erfolgt nicht völlig gleichmäßig. Im Bereich der etwa im 17. Jahrhundert gebildeten Wälle ist ein sprunghafter Anstieg zu erkennen. Ein Teil der Höhendifferenz ist zweifellos auf eine unterschiedliche Exposition zu den für den Aufbau

entscheidenden Windrichtungen zurückzuführen (KÖSTER 1955). Daneben besteht hier, wie ein Vergleich der Morphologie des Graswarders mit der Tiefenlage der Oberkante des Diluviums zeigt (Abb. 12), die Möglichkeit von Sackungen. Da die Sedimente über dem Geschiebemergel aber in sehr starkem Umfang aus Riffsanden bestehen (SEIFERT 1955), dürften sie keinen großen Betrag erreichen. Jedenfalls können diese Erscheinungen weder den deutlichen systematischen Anstieg noch den Höhengsprung im 17. Jahrhundert vollständig erklären, so daß die aufsteigenden Strandwälle vor Heiligenhafen auch ein Anzeichen für steigendes Wasser darstellen.

In der benachbarten Bucht von Großenbrode haben die Aufschüttungen einen viel geringeren Umfang und sind sehr jung (KÖSTER 1955). Die Vorgänge haben erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts mit größerer Intensität eingesetzt. Um diese Zeit muß sich also auch hier das küstendynamische Gleichgewicht verschoben haben.

An mehreren Orten der Südküste von Fehmarn sind ähnliche Verhältnisse wie in der Bucht von Großenbrode zu erkennen. Das große Strandwallsystem an der Westküste der Insel zeigt das Aufsteigen der Wälle weniger deutlich. Hier spielt die Überdünung eine größere Rolle (Abb. 13). An der Nordküste (Abb. 14) lassen sich zwei Strandwallgruppen verschiedenen Alters trennen, von denen jede aufsteigende Strandwälle aufweist und die untereinander eine durchschnittliche Höhendifferenz von 50 bis 60 cm haben. Da im Untergrund weiche Sedimente nur eine geringe Rolle spielen, sind Sackungen von wesentlichem Umfang ausgeschlossen. Die Anlage des älteren Strandwallsystems dürfte um etwa 1000 n. Chr. begonnen haben (KÖSTER 1955), die des jüngeren etwa in der Mitte des 17. Jahrhunderts. Dazwischen lag wahrscheinlich eine Ruhezeit, in der die Intensität der Vorgänge sehr gering war (KÖSTER 1955).

g) Die Lübecker Bucht

Am Dahmer Moor versuchte TAPPER (1940) wie am Wessecker Strand das Ende der Litorina-Transgression durch die angebliche Lage eines neolithischen Grabes auf dem Strandwall zu bestimmen. Dieses steht jedoch ebenfalls auf Diluvium und fällt so für die Datierung des Strandwalls aus (KANNENBERG 1956).

Ein ausgedehnter Strandwallfächer liegt vor der Niederung mit dem künstlich entwässerten Klostersee zwischen Kellenhusen und Grömitz. Der Küstenabschnitt wird heute durch einen Deich geschützt. Vor ihm befindet sich mit unterschiedlicher Breite eine langgestreckte, jüngere Küstendüne. Im nordöstlichen Abschnitt zwischen beiden Badeorten liegt sie auf einem sehr schmalen und flachen Geschiebemergelrücken. An diesen schließt sich in der Mitte und im Südwesten eine aus einem nach Südosten vorgebauten Haken entstandene Nehrung an. Sie wird heute zum größten Teil landwirtschaftlich genutzt. Deshalb sind viele Einzelheiten der Morphologie verwischt. Eine deutliche Höhenzunahme der jüngeren Strandwälle ist aber trotzdem zu beobachten.

Im Höftland Pelzerhaken bei Neustadt/Holstein sind die aufsteigenden Strandwälle wieder gut erkennbar. Im nördlichen Abschnitt liegen sie teilweise unter dem Meeresspiegel und sind durch Bohrungen zu erfassen. Nach Süden heben sie sich immer mehr heraus, bis sie uns schließlich nahe dem Leuchtturm in großer Zahl deutlich entgegentreten (SPETHMANN 1953). An der inneren Lübecker Bucht sind auf dem Priwallhaken vor der Travemündung keine wesentlichen morphologischen Beobachtungen mehr möglich, da die Halbinsel völlig planiert und durch künstliche Aufschüttungen umgestaltet worden ist (KANNENBERG 1953). Ein dichtes Bohrnetz erlaubt hier jedoch eine ungewöhnlich genaue Rekonstruktion der Verhältnisse um Travemünde in den einzelnen Stadien der Litorina-Transgression (z. B. FRIEDRICH u. HEIDEN 1912, GAGEL 1910, SCHMITZ 1952, 1953a, 1953b, SEIFERT 1952).

In der dem Priwall benachbarten Niederung vor dem Hemmelsdorfer See zwischen Niendorf und Timmendorfer Strand sind demgegenüber die natürlichen Verhältnisse noch weitgehend erhalten. Das heutige morphologische Bild ist im Vergleich mit entsprechenden anderen Gebieten an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste recht eintönig. Die Senke wird im Westen und Osten von diluvialen Hochgebieten begrenzt, wobei vor allem im Osten vielfach tote Steilufer auftreten. Am Ufer der Lübecker Bucht findet sich ein mehrere hundert Meter breiter Strandwall- und Dünenstreifen. Im Gebiet von Niendorf, nahe dem Brodtener Ufer, besteht er vorwiegend aus Sand- und Geröllstrandwällen, weiter im Westen dagegen meist aus flachkuppigen Dünen. Das Hinterland, zwischen diesem Sandgebiet und dem Ufer des Hemmelsdorfer Sees gelegen, ist statt dessen ein fast tischebenes Moorgebiet. Meist folgt aber in weniger als 2 m unter der Oberfläche Strandsand, dessen in mehreren Ost-West-Profilen durch Peilstangen-Bohrungen von oftmals nur 5 m Abstand erfaßte Oberfläche die typische Gliederung einer Strandwall-Landschaft zeigt. Die höchsten Rücken liegen hier einige Dezimeter unter NN. Als Beispiel ist in Abbildung 15 ein Ausschnitt aus dem südlichsten bisher aufgenommenen Profil dargestellt, während die Abbildung 16 den Übergang von den völlig im Moor untergetauchten Strandwällen zu den sich hoch heraushebenden zeigt, auf denen ein großer Teil des Ortes Niendorf liegt.

Beide Profile berühren ältere Bohrungen, die bis in den diluvialen Untergrund reichen. Ihre Schichtfolgen können hier nur in abgekürzter Form wiedergegeben werden.

Profil 1 (vgl. Abb. 15)

Bohrung H 1 (aus SCHMITZ 1951 b)

Höhe + 0,36 m NN	
0 — 0,23 Moorerde, kultiviert	} Alluvium
0,23— 0,59 Seggentorf, schilfig	
0,59— 0,92 Gyttja, sandig	
0,92— 6,10 Sand, humos, meist grau	
6,10— 8,00 Feinsand, humos, grau in Wechsellagerung mit feinsandiger Gytja	
8,00— 8,37 Gytja	}
8,37—14,01 Diluvium	

Bohrung H 2 (aus SCHMITZ 1951 b)

Höhe + 0,59 m NN	
0 — 0,40 Mutterboden	} Alluvium
0,40— 0,89 Seggentorf, schilfig	
0,89— 1,70 Gytja, torfig	
1,70—15,67 Sand, humos, meist grau	
15,67—15,80 feinsandig-tonige Gytja	
15,80—19,35 Gytja mit einzelnen Feinsandlagen	
19,35—19,68 Bruchwaldtorf, tonig	}
19,68—20,99 Diluvium	

Profil 2 (vgl. Abb. 16)

Bohrung N 1 (aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes für Schleswig-Holstein)

Höhe vermutlich etwas unter + 1 m NN	
0 — 0,8 Humuserde	} Alluvium
0,8— 8,0 gelber Sand	
8,0—13,0 grober Schotter	
13,0—15,1 Sand mit Muscheln	
15,1—15,3 Pflanzenreste	
15,3—21,0 Sand	
21,0—25,0 festgelagerte Pflanzenstoffe	}
25,0—49,0 Diluvium	

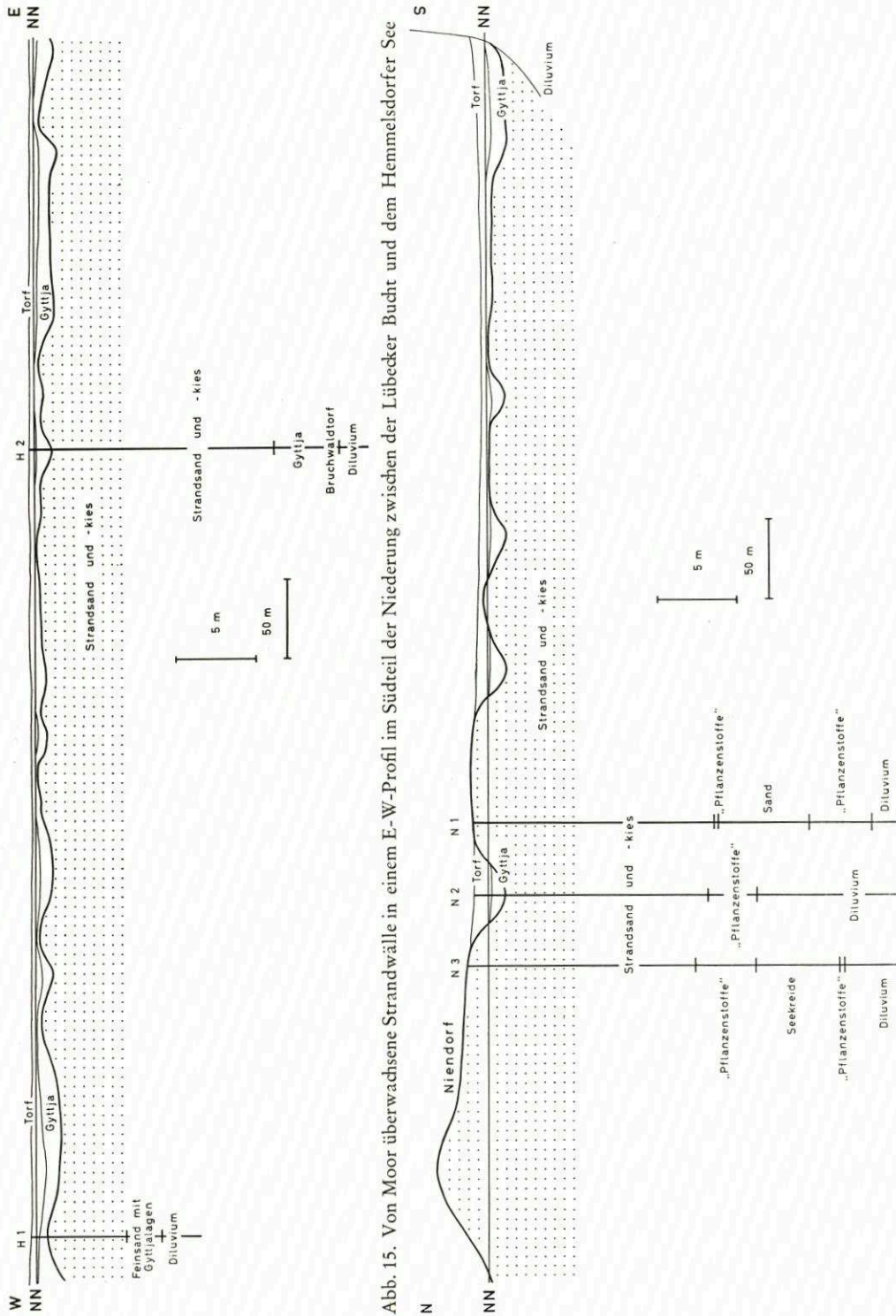


Abb. 15. Von Moor überwachsene Strandwälle in einem E-W-Profil im Südteil der Niederung zwischen der Lübecker Bucht und dem Hemmelsdorfer See

Abb. 16. Aufsteigende Strandwälle in einem N-S-Profil im E der Niederung zwischen der Lübecker Bucht und dem Hemmelsdorfer See im Ortsgebiet Niendorf

Bohrung N 2 (aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes für Schleswig-Holstein)
Höhe vermutlich etwas unter + 1 m NN

0 — 1,0 Humuserde	}	Alluvium
1,0— 2,0 Torf		
2,0—11,0 steiniger, grober Kies		
11,0—13,0 Kies		
13,0—14,5 grober Kies mit Schotter		
14,5—17,5 festgelagerte Pflanzenstoffe mit Holz	}	Diluvium
17,5—48,6 Diluvium		

Bohrung N 3 (aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes für Schleswig-Holstein)
Höhe vermutlich etwas über + 1 m NN

0 — 0,9 Humuserde	}	Alluvium
0,9—10,0 grober Kies mit Schotter		
10,0—14,2 grober Kies		
14,2—18,0 festgelagerte Pflanzenstoffe		
18,0—23,3 Kalkmergel		
23,3—23,5 Pflanzenstoffe	}	Diluvium
23,5—29,5 Diluvium		

Eine Erklärung der tiefen Lage der inneren und damit zwangsläufig auch älteren Strandwälle durch Sackungen im Untergrund ist nur zum kleinen Teil möglich, da die organogenen Schichten unter dem Sand durchweg nur eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit haben und die Zusammendrückung schon mit dem Einsetzen der mächtigen Sandschüttung begann. Sie hat sich nach SCHMITZ (1951 b) auf Grund der Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen über fast 3000 Jahre erstreckt. Deshalb dürfte die Sackung zur Zeit der Entstehung der Strandwälle schon weitgehend abgeschlossen gewesen sein. Die Ablagerung organogenen Materials über dem Sand begann im Subatlantikum (SCHMITZ 1951 b). Da die Ausfüllung der Senken zwischen den Strandwällen schon bald nach deren Entstehung beginnt, dürfte die Anlage der ältesten an der Oberfläche des Sandkörpers liegenden Strandwälle etwa im beginnenden ersten nachchristlichen Jahrtausend erfolgt sein.

Der Fuß der toten Steilufer im Osten der Niederung liegt ebenso wie in den Strandgebieten der Eckernförder Bucht unter einer Moordecke. Die heutige Lage des Kliffußes mit nahe — 0,5 m NN entspricht einer Absenkung von mehr als 1,5 m und steht im Einklang mit der Lage der Oberkante der benachbarten Strandwälle, die das Steilufer dem Einfluß der Brandung entzogen, dicht unter NN.

Aus den Angaben ist eine Abschätzung der relativen Küstensenkung in diesem Gebiet möglich. Die ursprüngliche Höhe der Strandwälle ist auf Grund der Exposition zu den vorherrschenden Windrichtungen und der obigen Überlegungen mit fast 2 m anzusetzen. Die gegenwärtige Oberkante liegt aber etwas unter NN. Daraus ergibt sich eine relative Absenkung von nahezu 2 m in etwa 1 1/2 Jahrtausenden.

h) Der Unterlauf der Trave

Der Mündungstrichter der Trave wird heute durch den Priwall stark eingengt. Trotzdem sind alle Schwankungen des Ostseespiegels noch in Lübeck ohne wesentliche Verzögerungen deutlich zu beobachten. Die Wasserstandsverhältnisse der unteren Trave passen sich also völlig denen der freien Ostsee an. Deshalb sind die Funde slawischer Siedlungsreste in Alt-Lübeck (zwischen Bad Schwartau und Dänischburg) aus dem Ende des ersten nachchristlichen Jahrtausends bis zum Beginn des 13. Jahrhunderts in Tiefenlagen bis zu reichlich 2 m unter NN trotz der Lage an einem Flußlauf für die Frage der Küstensenkung von großer Bedeutung. Die ersten Beobachtungen stammen bereits aus dem Anfang dieses Jahrhunderts, während NEUGEBAUER (1950, 1951, 1952, 1953) die beträchtliche Verbreitung der Kulturspuren nachweisen konnte.

Die Ausdeutung dieser Funde war bisher sehr umstritten. NEUGEBAUER (1950) erklärte die Änderung der Höhenlage mit einem starken Wasseranstieg in der Zeit nach der slawischen Besiedlung. Diese Ansicht wurde von SPETHMANN (1953) in scharfer Form abgelehnt. Es sollte sich ausschließlich um Sackungserscheinungen handeln. Zur Klärung der Verhältnisse wurden

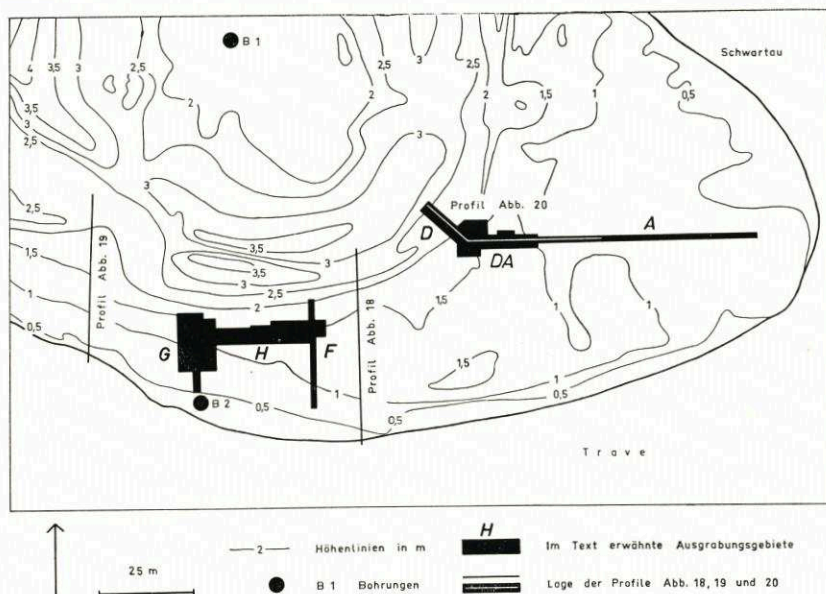


Abb. 17. Süd- und Ostteil von Alt-Lübeck mit der Lage der im Text genannten Ausgrabungsgebiete von W. NEUGEBAUER, der Bohrungen und der Sondierprofile. Die Höhenlinien entstammen einer Aufnahme des Katasteramtes der Hansestadt Lübeck

mit Unterstützung der „Deutschen Forschungsgemeinschaft“ vom Verfasser neue Untersuchungen eingeleitet. Sie sind noch nicht abgeschlossen, so daß an dieser Stelle nur eine vorläufige Mitteilung über die Ergebnisse erfolgen kann.

Der Ringwall von Alt-Lübeck liegt am südöstlichen Ende eines langgestreckten, sehr schmalen und niedrigen diluvialen Sandrücken, der die Niederungen der Trave und Schwartau voneinander trennt. Die größte Höhe über NN der im 13. Jahrhundert zerstörten Burganlage beträgt heute etwa 5 m, während der Innenraum um das Kirchenfundament durchschnittlich bei + 1,80 m NN liegt. Der Aufbau des Untergrundes geht aus der Schichtfolge einer Bohrung hervor, die in der Mitte des Kirchenfundaments (Abb. 17) angesetzt wurde³⁾. Ihr gekürztes Profil lautet:

Bohrung B 1 Alt-Lübeck, Kirchenfundament

Höhe + 1,80 m NN

0 — 1,3 Aufschüttung mit vielen Kulturresten, sandig-tonig, dunkelgrau bis schwarzgrau

1,3— 4,5 Schmelzwassersand, meist fein, grau

4,5— 6,3 Beckenton, schluffig, gebändert, graugrün bis braun

6,3—13,5 Schmelzwassersand, gemischt, grau

13,5—17,6 Beckenton, schluffig bis feinsandig, z. T. gebändert

17,6—18,0 Geschiebemergel, grau

} Diluvium

³⁾ Die Ausführung der Bohrungen und Sondierungen erfolgte Ende Oktober 1959 durch die Firma Dr. Norbert Piele, Kiel. Herrn Dr. N. PIELES und seinen Mitarbeitern danke ich für die sorgfältige Ausführung der Arbeiten trotz sehr ungünstiger Witterung.

Über dem Geschiebemergel in einer Tiefe von rund 16 m unter NN liegt also eine Schichtfolge aus Schmelzwassersanden und schluffigen Beckentonen, die der in RANGE (1938) beschriebenen typischen Sedimentation im spätglazialen Lübecker Becken entspricht. Sie stellt einen standfesten Untergrund dar, der sich unter der Last der frühgeschichtlichen Siedlung kaum gesetzt haben dürfte. Deshalb ist es bemerkenswert, daß die Untergrenze des besiedelten Innenraumes nur bei + 0,50 m NN liegt.

Weitere Zeugnisse menschlicher Tätigkeit, vor allem Reste von Hausgrundrissen, Weganlagen und Zäunen, finden sich im Südwesten und Süden sowie in geringerem Umfang auch im Osten des Ringwalls. Im Süden wurden sie von NEUGEBAUER (1951, 1952, 1953) in mehreren Grabungsschnitten untersucht. Zwischen der dicht an der Trave gelegenen Fläche G (Abb. 17) und dem Ufer wurde eine weitere Bohrung niedergebracht.

Bohrung B 2 Alt-Lübeck, Traveufer

Höhe + 0,35 m NN

0 — 0,5 Aufschüttung, sandig-schlickig, graubraun	}	Alluvium
0,5 — 1,4 Flußschlick, sandig, schwarz		
1,4 — 2,5 Torf mit vielen Holzteilen, dunkelbraun		
2,5 — 8,4 Gytja mit Schalenresten, verschiedene Feinsandlagen, grünbraun		
8,4 — 8,9 Feinsand, stark humos, schwarz		
8,9 — 12,7 Schmelzwassersand, gemischt, grau	}	Diluvium
12,7 — 16,3 Beckenton, schluffig, grau		
16,3 — 16,5 Geschiebemergel, grau		

In der Schichtfolge liegen über dem diluvialen Untergrund alluviale organogene Sedimente von beträchtlicher Mächtigkeit. Deshalb ist mit erheblichen Setzungs- und Sackungserscheinungen zu rechnen. Die wichtigsten Funde stammen aus dem Raum zwischen dieser Bohrung und dem Ringwall. Er wurde deshalb durch eine große Zahl von Sondierbohrungen näher untersucht. In den Abbildungen 18 und 19 sind zwei Profile wiedergegeben. Das erste (Abb. 18) liegt östlich der Grabungsflächen G und H sowie des Grabens F (Abb. 17). Hier haben die slawischen Bewohner Alt-Lübecks nur wenige Spuren hinterlassen. Der Aufbau ist demjenigen in der Bohrung 2 sehr ähnlich. Das Diluvium steigt von der Trave in Richtung auf die Burganlage schnell an. Es wird von einer Gytja überlagert. In etwas mehr als 2 m unter NN folgt eine reichlich 1 m mächtige Torfschicht. Sie wird im inneren Abschnitt von Wallschutt aus dem Anfang des 13. Jahrhunderts (NEUGEBAUER 1950) überlagert, der in der Hauptsache aber schon auf Diluvium liegt, d. h. das Wallmaterial greift nur randlich auf die alluvialen Sedimente über. Es reicht bis über 1 m unter den heutigen Travespiegel hinab. Unter seinem Gewicht haben sich die weichen Schichten eingesenkt. Darüber folgt ein schwarzer Flußschlick. Er überdeckt sowohl den Torf als auch den Fuß des Wallschutts. Seine Oberkante liegt 2 bis 3 Dezimeter unter NN. Der Flußschlick wird schließlich von Baggermaterial überlagert. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. G. SEIFERT, Kiel, ist durch die Wirkung dieser Auflast im Hauptteil des Profils mit einer Setzung von etwa 0,5 m zu rechnen. Ein wesentlich höherer Betrag ist ohnehin ausgeschlossen, da sich der schwarze Flußschlick sonst in erheblicher Höhe über NN gebildet haben müßte.

Ein Parallelprofil (Abb. 19) im Westen der Fläche G (Abb. 17) erschloß in Ergänzung der Beobachtungen bei der Ausgrabung die Lage der frühgeschichtlichen Funde in der Schichtfolge. Sie finden sich in, auf und — im wallnahen Teil — auch über der Torfschicht. Deshalb ist es wahrscheinlich, daß die Torfoberkante der ursprünglichen Siedlungsschicht entspricht und viele Holzanlagen im Laufe der Zeit in den Torf einsanken. Gleichzeitig höhte sich die Kulturschicht durch immer neue Bauten auf. Im ufernahen Teil liegt über ihr wieder schwarzer Schlick. Auch an dieser Stelle wird die Schichtfolge durch Baggermaterial abgeschlossen.

Als Ausgangspunkt für eine Abschätzung der relativen Küstensenkung muß also die Torf-oberkante dienen. Die Setzung ist nach obigen Ausführungen mit etwa 0,5 m zu veranschlagen, andererseits dürften die Wohnstätten mehr als 0,5 m über dem derzeitigen mittleren Wasserstand gelegen haben. Aber auch dann müssen sie noch bei jedem stärkeren Ostwind unter Wasser geraten sein. Deshalb ist wahrscheinlich mit einem etwas höheren Wert zu rechnen. Man gelangt so zu einer relativen Küstensenkung von merklich mehr als 1 m in 700 Jahren oder reichlich 1,50 m während des zweiten nachchristlichen Jahrtausends.

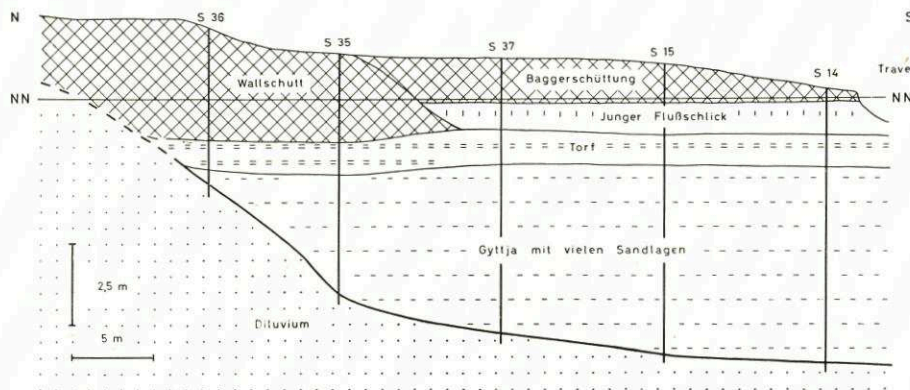


Abb. 18. Alt-Lübeck. Geologisches Profil östlich des Suchgrabens F

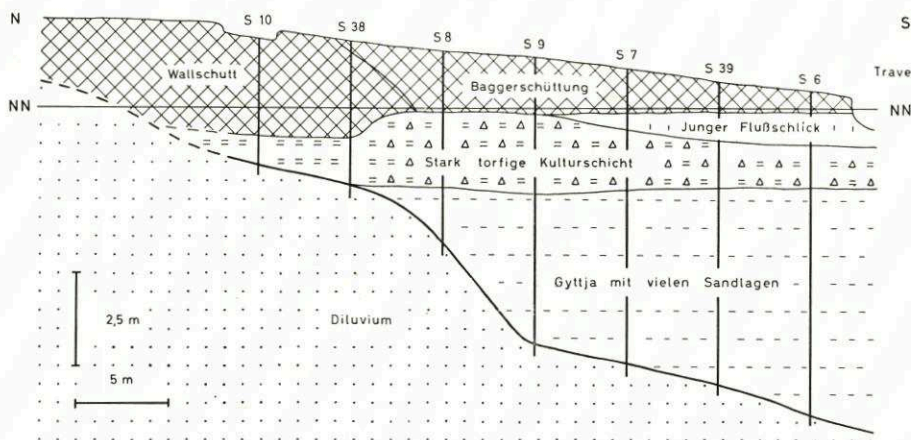


Abb. 19. Alt-Lübeck. Geologisches Profil westlich der Grabungsfläche G

Während aber im Bereich der Grabungsfläche G wegen der großen Mächtigkeit der organogenen Sedimente bei der Bestimmung der Wasserstandsschwankungen noch eine gewisse Unsicherheit bestehen bleibt, entfällt diese im Osten der Wallanlage im Graben D und der Fläche DA (Abb. 17 und 20), obwohl hier die frühgeschichtlichen Funde nicht so eindrucksvoll sind wie im Süden. Nach den Ergebnissen der Grabung⁴⁾ und der Sondierungen reicht der Wall mit seinen Holzkonstruktionen bis zu einer Tiefe von 1,20 bis 1,30 m unter NN hinab und ruht dabei auf diluvialen Schmelzwassersand. Östlich hiervon in und unter dem Graben A

⁴⁾ Herrn Dr. W. NEUGEBAUER, Lübeck, danke ich für die großzügige Überlassung des bei der Grabung im Maßstab 1:20 aufgenommenen Profils.

entsprechen die Verhältnisse wieder vollständig denen der anderen Profile. Auf dem Diluvium liegen Gyttja und Torf, in dessen oberen Abschnitten verschiedene Kulturreste gefunden wurden. Das Schuttmaterial des Walls liegt randlich darauf und drückt die weichen Sedimente etwas zusammen. Auf dem Torf und dem Wallschutt liegt wieder schwarzer Flußschlick, und als Abschluß folgt Baggermaterial.

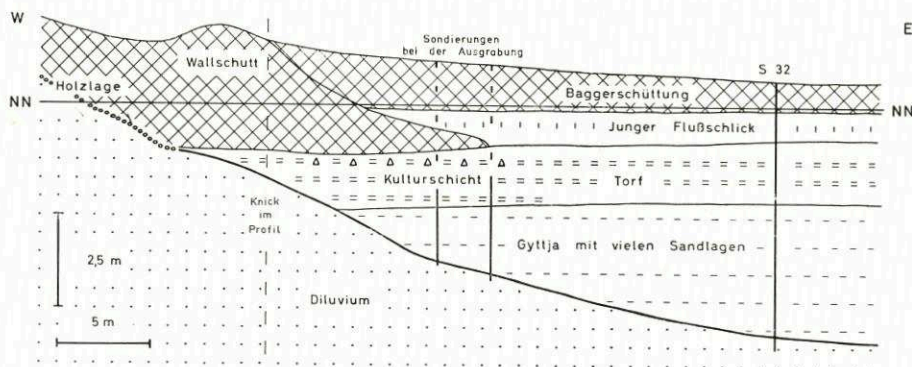


Abb. 20. Alt-Lübeck. Geologisches Profil unter den Suchgräben D und A sowie unter der Fläche DA

Die bisherigen Ergebnisse zeigen also eindrucksvoll einen relativen Wasseranstieg von mehr als 1,5 m im letzten Jahrtausend. Im Einklang hiermit stehen die ähnlichen Ergebnisse in dem Strandwallgebiet vor dem Hemmelsdorfer See. Die Ansichten von NEUGEBAUER (1950 und später) zur Ausdeutung der Grabungsbefunde werden also in allen wichtigen Punkten bestätigt. Aufgabe der weiteren Untersuchungen wird es sein, neben einer möglichst genauen Erfassung der Setzungsbeträge vor allem zu prüfen, ob aus der Schichtfolge weitergehende Schlüsse über den nachlitorinazeitlichen Transgressionsverlauf gezogen werden können.

III. Vergleich mit benachbarten Küsten

A. Die südliche Ostseeküste östlich der Trave

Im Küstengebiet von Mecklenburg und Vorpommern bestehen ähnliche Verhältnisse wie an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Der Wasseranstieg seit dem Ende der Litorina-Transgression vor der Rostocker Heide wird von BRINKMANN (1958) mit 1 bis 2 m angegeben. In der Entwicklung des großen Dünengebietes des Darß zeichnet sich eine ähnliche Gliederung in einzelne Phasen ab (HURTIG 1954). Neben älteren Bildungen aus der Zeit des ersten nachchristlichen Jahrtausends sind die gleichen Abschnitte wie an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste zu beobachten. SCHMIDT (1957) konnte auch in den großen Nehrungen der Insel Rügen, der Schaabe und der Schmalen Heide, derartige Vorgänge erkennen⁵⁾. Der größte Teil der Aufschüttung beider Gebiete dürfte im ersten nachchristlichen Jahrtausend erfolgt sein.

Die Arbeiten von KLEWE (1959) im Odermündungsgebiet zeigen, daß hier auf die litorinazeitliche Transgression ein bis zur Gegenwart andauernder Anstieg des Ostseespiegels folgte. Neue Grabungen polnischer Prähistoriker machen eine Transgression in der Größen-

⁵⁾ Nach der Pegelbearbeitung von MODEL (1950) weicht der Raum der Inseln Rügen, Hiddensee und Greifswalder Oie vom Verhalten der Umgebung ab, da er sich relativ zu ihr langsam hebt.

ordnung von 0,5 bis 1 m im Jahrtausend seit Beginn des Subatlantikum wahrscheinlich (KLEWE 1959). Der westliche Abschnitt der Küste Hinterpommerns ist nach der Litorinazeit langsam weiter gesunken (ROSA 1959). Die Umgebung des Leba-Sees wurde dagegen seit dem Atlantikum um etwa 4 m gehoben (ROSA 1959). Im Weichseldeltagebiet fand wiederum eine beträchtliche Senkung des Landes statt, die durch starke Sackungen noch betont wird (ROSA 1959). Östlich der Danziger Bucht schließt sich erneut eine Zone relativer Landhebung an (ROSA 1959).

B. Die dänischen Inseln und Schweden

Der Senkungsraum wird im Gebiet der dänischen Inseln durch die Forchhammersche Linie, die morphologische 0-Isobase der postlitorinazeitlichen Landhebung, begrenzt. An ihr sind weder Hebung noch Senkung zu beobachten. Sie beginnt am Nissum-Fjord an der jütischen Nordseeküste, quert den Kleinen Belt bei Middelfart und verläuft durch Fünen, das Smaalandsfarvand und den Nordteil von Falster nach Ostsudost (MERTZ 1924). Nördlich von ihr hebt sich das Land. Im Inselgebiet werden die größten Werte im Nordosten Seelands mit etwa 7,5 m erreicht (MERTZ 1924).

Die Strandlinie des Litorina-Maximums ist morphologisch durch gehobene, jetzt fossile Steilufer und gehobene Strandbildungen gekennzeichnet. Die älteren Strandwälle sind umgekehrt wie an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste durchweg höher als die jüngeren. Hierin spiegelt sich der allmähliche Rückgang des Wasserstandes wider. In der Regel ist der Küstenzustand, außer in geschützten und flachen Buchten, durch einen weit fortgeschrittenen Küstenausgleich geprägt (SCHOU 1945). Trotzdem sind aber an einigen Orten, wie z. B. an der Sejerö-Bucht und an der Köge-Bucht, lebhaft junge Entwicklungen zu erkennen. Nach der Beschreibung dieser Gebiete durch SCHOU (1945) und nach Kartenvergleichen haben diese Vorgänge erst im letzten Viertel des vergangenen Jahrhunderts eingesetzt. Sie weisen auf eine Störung des bis zu diesem Zeitpunkt vorhandenen küstendynamischen Zustandes hin.

Der Übergang in den benachbarten schwedischen Raum ist nicht kontinuierlich. Die schwedische Küste des Öre-Sunds ist gegenüber der dänischen um einige Meter stärker gehoben (MADSEN 1928, SCHOU 1945). Auch die Landhebungserscheinungen auf Bornholm fügen sich nicht in den allgemeinen Rahmen ein. Während der Anstieg an der Südküste der Insel nur etwa 1 m beträgt, überschreitet er im Nordwesten bei Sandvig 9 m (MERTZ 1924). Da an der Südküste von Schonen die postlitorinazeitliche Landhebung wesentlich geringer ist, muß die Insel durch lokale Bewegungen stark gekippt worden sein. Von hier wird der Anstieg nach Norden immer größer, bis sie am nördlichen Bottnischen Meerbusen mit etwa 120 m ihren Höchstwert erreicht (MAGNUSSON, LUNDQVIST u. GRANLUND 1957).

IV. Zusammenfassende Betrachtung der geologischen Untersuchungen

Überblickt man die großräumigen Verhältnisse, dann erweist sich die morphologische Ruhelage zwischen relativer Landhebung und Landsenkung, die Forchhammersche Linie, als auffallendste Grenze (Abb. 21). An ihr halten sich die vertikalen Bewegungen des Landes und des Wassers im Durchschnitt über einen längeren Zeitraum das Gleichgewicht. Im Norden steigt das Land auf. Die Beträge wachsen mit zunehmender Entfernung von dieser morphologischen Null-Linie. Innerhalb des Hebungsraumes fallen einige Gebiete durch lokale tektonische Sonderbewegungen auf. Sie ordnen sich in einem Streifen an, der dem Grenzsaum des skandinavischen Schilddes folgt (Abb. 21).

Der Ostseeraum südlich und südwestlich der morphologischen Null-Linie erweist sich bei kritischer Wertung aller Beobachtungen als relatives Senkungsgebiet. Die ermittelten Beträge des Wasseranstiegs sind, wenn man ihre Höhe für das letzte Jahrtausend als Vergleichswert zugrunde legt, je größer, desto weiter die Orte von der 0-Isobase entfernt sind (z. B. Holnis Noor 1 m, Haithabu mehr als 1 m, Heiligenhafen 0,8 bis 1,0 m, Nordküste von Fehmarn 0,6 m, Hemmelsdorfer Barre nahe 1,5 m, Alt-Lübeck reichlich 1,5 m, Rostocker Heide mehr als 0,5 m, Odermündung 0,5 bis 1,0 m). Auffällig ist ferner, daß alle Aufschüttungslandschaften sehr jung sind. Die ältesten bisher bekannten Bildungen liegen in der mecklenburgisch-vorpommerschen Boddenlandschaft und zählen knapp 2000 Jahre. Gleiches Alter dürften die inneren Strandwälle vor dem Hemmelsdorfer See haben. Die Entwicklung ist in deutliche Phasen gegliedert, die sich im gesamten Gebiet bemerkbar machen. Sie äußern sich in verstärkt einsetzenden Abtragungs- und Anlandungsvorgängen nach Zeitabschnitten relativer Ruhe. Vor allem die um etwa 1000 n. Chr., im 17. Jahrhundert und Ende des 19. Jahrhunderts einsetzenden Entwicklungsabschnitte sind scharf ausgeprägt. Sie sind mit Veränderungen der durchschnittlichen Strandwallhöhen verknüpft, also auch mit schnellen Erhöhungen des Wasserstandes, und demnach als eine Folge des Transgressionsfortgangs anzusehen.

Diese Zusammenstellung läßt zwei verschiedene Komponenten der vertikalen Bewegungen erkennen. Der Übergang von relativer Landhebung zu relativer Landsenkung mit von Ort zu Ort wechselnden Beträgen ist auf ein uneinheitliches Verhalten des festen Landes zurückzuführen, während die im gesamten Gebiet auftretenden und mit Wasserstandsschwankungen verknüpften Entwicklungsphasen an weiträumige eustatische Vorgänge gebunden sind. Diese überlagern sich den Bewegungen des Landes teils verstärkend, teils abschwächend.

V. Die Pegelmessungen

Die regelmäßigen Pegelablesungen reichen höchstens etwa ein Jahrhundert zurück. Zusammenstellungen von Beobachtungen in allen Kontinenten sind bei GUTENBERG (1941) und VALENTIN (1954) zu finden. Sie zeigen einen weltweiten Anstieg des Wasserstandes, der in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts einsetzte, gleichzeitig mit einer Störung des küstendynamischen Gleichgewichts und dem Beginn einer Periode verstärkten Abschmelzens der Gletscher. Er ist mindestens im überwiegenden Teil als glazial-eustatisch anzusehen (VALENTIN 1954). Fallende Werte gibt es nur an verhältnismäßig wenigen Stationen. Eine regionale Übersicht, wie sie VALENTIN (1954) für die gesamte Erdoberfläche gibt, ist insofern unsicher, als die Verteilung der Pegel sehr ungleich ist. Die relative Landhebung ist vor allem an den skandinavischen und den kanadischen Schild gebunden. Allgemeine Schlüsse dürfen daraus aber nicht abgeleitet werden, da andere Gebiete ähnlicher geotektonischer Stellung keine Hebungerscheinungen oder sogar relative Senkung zeigen, wie z. B. der patagonische Schild. Außerhalb der Urkontinente finden sich gelegentlich fallende Wasserstände, z. B. in Südafrika, meist jedoch steigende.

Die Pegelmessungen im Ostseeraum wurden in den letzten Jahren von mehreren Autoren bearbeitet (BERGSTEN 1930, 1954, EGEDAL 1934, 1946, GAYE 1951, HAHN u. RIETSCHEL 1938, MODEL 1950). In den einzelnen Untersuchungen fanden verschiedene Auswertungsmethoden Verwendung. Ein Vergleich der einzelnen Angaben ist nicht ohne weiteres möglich. In den grundsätzlichen Zügen stimmen jedoch alle Arbeiten mit den geologischen Beobachtungen überein. Im nördlichen Teil des Ostseeraumes *fallen* die Wasserstände, d. h. hier herrscht relative Landhebung, im südlichen *steigen* sie, hier liegt relative Landsenkung vor. Mit zunehmender Entfernung von der Null-Linie werden die negativen oder positiven Werte größer.

Mit der Analyse der Beobachtungen im südwestlichen Ostseeraum haben sich vor allem MODEL (1950) und GAYE (1951) beschäftigt. MODEL (1950) setzte sich besonders mit Veränderungen zwischen benachbarten Pegeln auseinander. Dabei ergab sich eine ähnliche Gliederung der südlichen Ostseeküste in relative Hebungs- und Senkungsgebiete wie in den geologischen Untersuchungen. Die Erscheinungen führte er vor allem auf Bewegungen des Untergrundes zurück. GAYE (1951) betrachtete weitere Erklärungsmöglichkeiten. Er kam auf Grund einer kritischen Auswertung der Pegelaufzeichnungen und ihrer Aussagen zu folgenden Schlüssen:

- „1. Die Wasserstände steigen seit etwa 100 Jahren im westlichen Teil der Ostsee und fallen im östlichen Teil der Ostsee. Die Form des Jahresganges hat sich in dieser Zeit so verändert, daß eine Hebung des MW eingetreten ist. Die Amplitude des Jahresganges hat sich im Laufe der letzten 100 Jahre vergrößert, und zwar im Osten, wo sie an sich größer ist als im Westen, wesentlich stärker als im Westen. Auch damit ist eine Hebung des MW verbunden.
2. Eine Entleerung des Ostseebeckens im Osten (ohne Abflußmöglichkeit im Osten!) gleichzeitig mit einer Füllung im Westen ist unmöglich.
3. Eine Verringerung des Binnenwasserzuflusses im Osten des Ostseebeckens gleichzeitig mit einer Verstärkung des Binnenwasserzuflusses im Westen ist nicht wahrscheinlich.
4. Eine Verstärkung der Verdunstung im Osten des Ostseebeckens mit einer Verringerung der Verdunstung im Westen ist ebenfalls unwahrscheinlich.
5. Die unter 1. aufgeführten Tatsachen können demnach nur erklärt werden

durch eine starke Küstenhebung im östlichen Teil der Ostsee und eine geringe Küstensenkung im westlichen Teil bei gleichzeitiger Wasserstandshebung in der gesamten Ostsee infolge meteorologischer oder (und) ozeanographischer Einflüsse,

oder durch einen Stillstand der Küste im Westen und eine starke Küstenhebung im Osten bei gleichzeitiger Wasserstandshebung infolge meteorologischer oder (und) ozeanographischer Einflüsse.“

Die Grenze zwischen den Bereichen der Hebung und Senkung im Bild der Pegelaufzeichnungen folgt nicht der morphologischen 0-Isobase als durchschnittlicher Gleichgewichtslage zwischen den Bewegungen des Landes und des Wassers, sondern sie ist beträchtlich nach Norden verschoben und liegt etwa in dem gleichen Streifen wie die 10 m-Isobase der nachlitorinazeitlichen Landhebung (Abb. 21). Daraus ist ein Überwiegen der Wasseranstiegsgeschwindigkeit der letzten Jahrzehnte über den durchschnittlichen Wert der nachchristlichen Zeit zu erkennen. Für die Vergangenheit läßt sich also schließen, daß sich die Gleichgewichtslage zu Beginn der einzelnen Entwicklungsphasen von der Durchschnittslage weit nach Norden verschob und bei Nachlassen des Wasseranstiegs bis über diese hinaus nach Süden zu wanderte, so daß sich für das Übergangsgebiet ein häufiger Wechsel zwischen Transgressionen und Regressionen ergibt.

VI. Die Bewegungskomponenten

Die Trennung der beiden am Bewegungsbild beteiligten Komponenten ist außerordentlich schwierig und beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen nur als Abschätzung durchführbar. Die Grundzüge des Gedankengangs sollen hier nach KÖSTER (1960) kurz skizziert werden.

Die mittlere morphologische Gleichgewichtslage eines längeren Zeitraums finden wir im Gebiet der dänischen Inseln in der Forchhammerschen Linie. Hier erreicht der zunächst unbekannte eustatische Anstieg des Meeresspiegels den gleichen Betrag wie die Landhebung. Die gegenwärtige Gleichgewichtslage zwischen beiden Bewegungen folgt aber ungefähr der Litorina-Isobase für 10 m. Betrachtet man nun die Pegelablesungen in der Umgebung der morphologischen Null-Linie, muß sich ein Hinweis auf den Betrag des heutigen eustatischen Anstiegs ergeben, der

den Durchschnittswert überschreitet. Er erreicht etwa 10 cm im Jahrhundert. Da aber die Gleichgewichtslage des Durchschnittswertes nahe dem äußeren Rand des Hebungsraums in einer Zone sehr geringen Aufstiegs liegt, muß dieser merklich kleiner als der augenblickliche Betrag sein. Deshalb dürfte der heutige eustatische Gesamtanstieg höchstens 15 bis 20 cm im Jahrhundert betragen. Es bleibt nun zu überlegen, ob sich dieser Wert genauer erfassen läßt.

Die größten Absenkungsbeträge im Ostseeraum werden in Übereinstimmung von Geologie und Pegelmessungen an der inneren Lübecker Bucht beobachtet. Sie entsprechen einer durchschnittlichen relativen Landsenkung von über 15 cm im Jahrhundert und liegen also in einer ähnlichen Größenordnung wie der maximale eustatische Anstieg. Da dieser oder ähnliche Be-

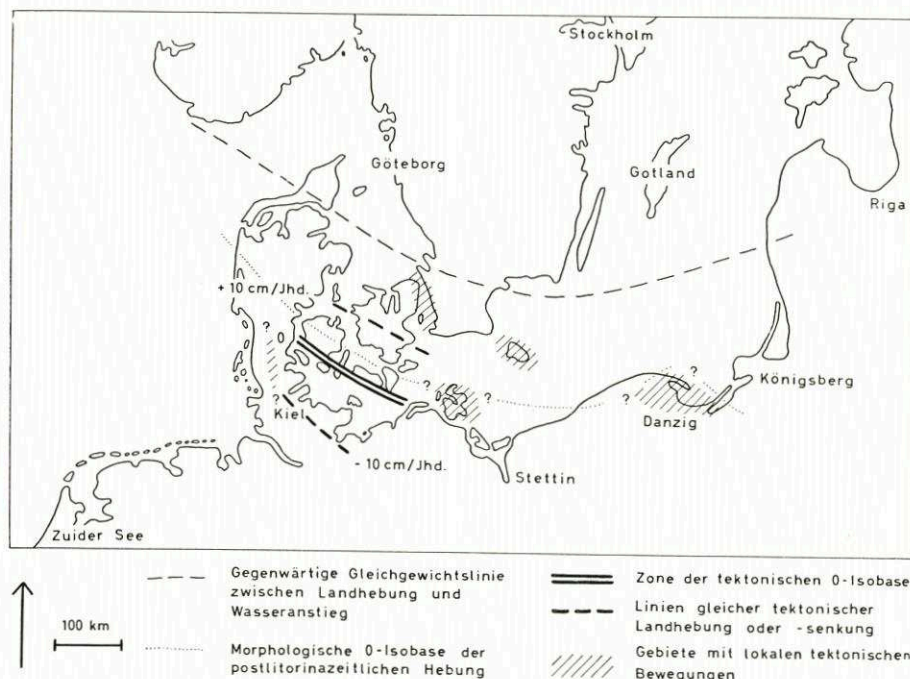


Abb. 21. Vorläufige Skizze der gegenwärtigen tektonischen Vorgänge im südlichen Ostseeraum nach dem Untersuchungsstand im Frühjahr 1959 mit einigen Ergänzungen

träge nach den obigen Ausführungen aber nur für einen verhältnismäßig kleinen Teil der gesamten Zeit gelten, der Durchschnittswert jedoch viel geringer ist, muß hier also auch ein Absinken des Landes vorliegen. Die Grenze zwischen Landhebung und Landsenkung nach Abzug der eustatischen Wasserstandsschwankungen, die tektonische Null-Linie, befindet sich dann zwischen der Forchhammerschen Linie als nördlicher und der Travemündung als südlicher Grenze. Daran schließt sich die Frage, ob sie noch genauer festgelegt werden kann. Überschlägt man die zeitlich wechselnden Beträge des nachchristlichen Wasseranstiegs in ihrer Größenordnung, dann gelangt man zu dem Ergebnis, daß die tektonische Null-Linie in der nördlichen Hälfte des genannten Streifens, also im Raum des Fehmarn-Belts, zu suchen ist (Abb. 21). Weiterhin zeigt eine graphische Darstellung der Hebungen und Senkungen der benachbarten Orte für diese in der nachchristlichen Zeit einen Wasseranstieg von 40 bis 80 cm, d. h. 2 bis 4 cm im Jahrhundert. Der Wert für die mittlere eustatische Bewegung stimmt mit der von BAKKER (1954) im niederländischen Küstengebiet ermittelten Zahl von 3 bis 6 cm im Jahrhundert für den Durchschnitt der

letzten 2500 Jahre recht gut überein. Das Ausmaß des gegenwärtigen eustatischen Wasseranstiegs errechnet sich hieraus zu etwas weniger als 15 cm im Jahrhundert.

Alle langfristigen Absenkungen, die über den Durchschnittsbetrag hinausgehen, sind auf tektonische Bewegungen zurückzuführen. In „Ruhe“ befindet sich ein Streifen, der etwa vom Süden des Kleinen Belts durch den Fehmarn-Belt in Richtung auf den Darß und Strelasund verläuft (Abb. 21). Der nördlich gelegene Raum zeigt tektonische Hebung, wobei einige Gebiete lokale Sonderbewegungen ausführen. Die Linie eines tektonischen Anstiegs von 10 cm im Jahrhundert verläuft ungefähr von der Nordküste Fünens in Richtung auf die Fakse-Bucht (Abb. 21). Südlich der Zone tektonischer Ruhe sinkt das Land. Die Linie einer tektonischen Senkung von 10 cm im Jahrhundert dürfte sich von der westlichen Umgebung Flensburgs zur inneren Lübecker Bucht ziehen (Abb. 21). Sie bleibt aber hypothetisch, weil sie allenfalls in der Nähe der Travemündung die gegenwärtige Küste erreicht. Weiterhin können unter dem Einfluß der Salzhorste örtliche Abweichungen auftreten.

Dieses Bewegungsbild entspricht völlig der Darstellung, die GAYE (1951) als eine der auf Grund der Pegeluntersuchungen theoretisch möglichen Erklärungen gab. Eine starke Landhebung im nordöstlichen Ostseeraum und eine schwache Landsenkung im südwestlichen werden von einer gleichzeitigen Wasserstandshebung infolge vorwiegend meteorologischer und ozeanographischer Einflüsse überlagert. Die andere von GAYE (1951) angeführte Möglichkeit, daß ein Stillstand der Küste im Südwesten und eine starke Hebung im Nordosten bei gleichzeitiger Wasserstandshebung auftreten, läßt sich mit den neuen Ergebnissen ebenso schwierig vereinbaren wie der Versuch von MODEL (1950), die Erscheinungen ausschließlich auf das Verhalten des Untergrundes zurückzuführen.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich auch ein Vorbehalt gegenüber den bisherigen Transgressionskurven für die jüngeren Perioden. Die Darstellungen fassen in der Regel Beobachtungen aus größeren Räumen zusammen. Deshalb müssen sich in Zeitabschnitten mit langsamem Wasseranstieg die Bewegungen des Landes bemerkbar machen, so daß regionale Verschiedenheiten zu berücksichtigen sind.

VII. Kurzer Vergleich mit der schleswig-holsteinischen Nordseeküste

Auch an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste machen verschiedene Anzeichen eine langsame relative Senkung des Landes in jüngerer Zeit wahrscheinlich. Die Verhältnisse sind aber durch die Natur des Gebietes sehr viel komplizierter. Die Gezeiten und ihre lokalen Veränderungen durch Abwandlung der hydrographischen Bedingungen sowie Sackungen in den Torf- und Kleischichten, z. T. unter dem Einfluß von Schwankungen des Grundwasserspiegels, führen zu sehr unübersichtlichen Bedingungen. Aus ähnlichen Gründen dürfen auch die Pegelmessungen nur mit Vorsicht ausgewertet werden. Außerdem sind die Einwirkungen menschlicher Arbeiten, wie die der Verfehnung, zu berücksichtigen (DITTMER 1948, 1952).

Die tatsächlich auftretenden Höhendifferenzen liegen aber in der gleichen Größenordnung wie die eustatischen Wasserstandsschwankungen. Hinzu kommt noch der Anteil der Sackung. Tektonische Vertikalbewegungen merklichen Umfangs können also nicht vorliegen. Deshalb muß angenommen werden, daß zumindest im größten Teil der Westküste Schleswig-Holsteins in der nachchristlichen Zeit keine wesentlichen Veränderungen der Höhenlage des Landes erfolgten. Die Beobachtungen sind, wie es schon DITTMER (1948, 1952), SCHOTT (1950) und GRIPP (1951) annahmen, überwiegend auf die phasenhaft ablaufende Dünkirkhener Transgression zurückzuführen. Da aber an der Ostküste eine tektonische Senkung stattfindet, muß man unter diesen Voraussetzungen innerhalb von Schleswig-Holstein eine etwa Nord-Süd streichende

Unstetigkeitslinie vermuten, die das Senkungsfeld der westlichen Ostsee gegenüber dem sich anders verhaltenden Nordseeraum abgrenzt (Abb. 21).

VIII. Überlegungen zur zukünftigen Entwicklung

Der Versuch von Voraussagen über die zukünftigen Entwicklungstendenzen kann selbstverständlich nur einen hypothetischen Charakter haben. In der Vergangenheit zeigten die eustatischen und isostatischen Bewegungen ein unterschiedliches Verhalten. Die Schwankungen des Wasserstandes äußern sich in einem langsamen und phasenhaften Anstieg, der weiträumig auftritt und in erster Linie von großklimatischen Veränderungen abhängt (SCHOTT 1950, HURTIG 1954 u. a.). Da die gegenwärtige Anhebung des Weltmeeresspiegels aber beträchtlich über dem Durchschnitt der nachchristlichen Zeit liegt, ist bei neuen Klimaschwankungen mit einem Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit zu rechnen. Sie dürfte sich auf einen geringeren Wert einstellen, vielleicht sogar einem vorübergehenden eustatischen Rückgang Platz machen.

Diese Bewegungen des Weltmeeresspiegels überlagern die tektonischen Vorgänge. In ihnen wirken die langfristigen Hebungen des skandinavischen Schildes und die zugehörigen randlichen Senkungserscheinungen mit den eisostatischen Ausgleichsbewegungen zusammen. Beide werden in der früheren Nacheiszeit die gleiche Tendenz gehabt haben. Der Einfluß letzterer dürfte aber, wie der Vergleich der verschiedenen Vereisungszentren zeigt, in der Gegenwart keine große Rolle mehr spielen⁶⁾, so daß mit gleichbleibenden tektonischen Bedingungen oder vielleicht sogar mit einem gewissen Rückgang der Geschwindigkeit der tektonischen Absenkung an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste gerechnet werden kann.

IX. Zusammenfassung

Die geologisch-morphologische Untersuchung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste ergab eine relative Senkung des Landes in nachchristlicher Zeit, also im Anschluß an den mit pollenanalytischen Methoden sicher erfaßbaren Transgressionsverlauf. Berechnet auf einen Vergleichszeitraum, zeigt dieser Wasseranstieg an den einzelnen Orten unterschiedliche Beträge. Diese sind um so größer, je weiter die Gebiete von der Forchhammerschen Linie, der morphologischen 0-Isobase der Landhebung Skandinaviens nach dem Litorinamaximum, entfernt sind. Die stärksten Senkungserscheinungen finden sich an der inneren Lübecker Bucht. Nördlich dieser Grenze erkennt man im größten Teil Dänemarks sowie in den anderen skandinavischen Ländern eine zunehmende Landhebung.

Dieses Bewegungsbild entsteht durch die Überlagerung von Hebungen und Senkungen des Landes mit Schwankungen des Meeresspiegels. Eine Zone tektonischer Ruhe, an der gegenwärtig keine Veränderungen der Höhenlage des Landes erfolgen, verläuft ungefähr vom südlichen Ende des Kleinen Belts über den Fehmarn-Belt zum Darß und Strelasund, die Isobase einer tektonischen Landsenkung von 10 cm im Jahrhundert ist dagegen im Gebiet westlich von Flensburg und an der inneren Lübecker Bucht zu erwarten. Die schleswig-holsteinische Ostseeküste befindet sich also innerhalb dieses Streifens. Der von Ort zu Ort wechselnden tektonischen Bewegung überlagert sich ein phasenhaft ablaufender Wasseranstieg mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 2 bis 4 cm im Jahrhundert im Mittel der nachchristlichen Zeit. In den einzelnen Abschnitten sind die Schwankungen um den Durchschnittswert beträchtlich. Der schnelle Anstieg in den letzten Jahrzehnten entspricht fast 15 cm im Jahrhundert.

Da die Beobachtungen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste keinen über die eustatischen Bewegungen hinausgehenden Senkungsbetrag zeigen, ist eine Unstetigkeitslinie innerhalb

⁶⁾ Zu einem ähnlichen Ergebnis kam auch MODEL (1950) durch einen Vergleich der an den Pegeln abgelesenen Bewegungen mit den gravimetrischen Untersuchungen über die Untergrundverhältnisse.

Schleswig-Holsteins zu vermuten. In der zukünftigen Entwicklung ist eine weitere Zunahme des Wasseranstiegs während längerer Zeit nicht wahrscheinlich. Man darf vielmehr ein Nachlassen der Geschwindigkeit der relativen Küstensenkung erwarten.

X. Schriftenverzeichnis

- BAKKER, J. P.: Relative sea-level changes in the northwest Friesland since pre-historic times. *Geologie en Mijnb.*, 16, 232—246, 1954.
- BANTELMANN, A.: Das nordfriesische Wattenmeer, eine Kulturlandschaft der Vergangenheit. *Westküste* 2, 1, 39—115, 1939.
- BANTELMANN, A.: Ergebnisse der Marschenarchäologie in Schleswig-Holstein. *Offa*, 8, 75 bis 88, 1949.
- BERGSTEN, F.: Changes of level on the coast of Sweden. *Geogr. Annaler*, 21—55, 1930.
- BERGSTEN, F.: The land uplift in Sweden from the evidence of old water marks. *Geogr. Annaler*, 81—111, 1954.
- BRINKMANN, R.: Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Geologie*, 7, 751—756, 1958.
- DITTMER, E.: Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. *Forschungen und Fortschritte*, 24, 215—217, 1948.
- DITTMER, E.: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. *Meyniana*, 1, 138—168, 1952.
- EGEDAL, J.: On the determination of the normal height of the sealevel round the danish coasts. *Det Danske Meteorologiska Institut, Aarbog* 1933, 1934.
- EGEDAL, J.: On the variations of the normal height of the sealevel round the danish coast. *Det Danske Meteorologiska Institut, Aarbog* 1945, 1946.
- FRIEDRICH, P. u. HEIDEN, H.: Die Litorina- und Praelitorinabildungen unter dem Priwall bei Travemünde. *Mitt. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck*, 2. Reihe, 25, 3—78, 1912.
- GAGEL, C.: Die sogenannte Ancyclushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste. *Jb. preuß. geol. L.-A.*, 31, 203—226, 1910.
- GAYE, J.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. *Schrift. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 25, 196—203, 1951.
- GRIPP, K.: Die Litorina- oder Corbula-Überflutung. *Schwantes Festschrift*, 45—47, Neumünster 1951.
- GUTENBERG, B.: Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52, 721—772, 1941.
- HAARNAGEL, W.: Das Alluvium an der Deutschen Nordseeküste. *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, Bd. 4, Hildesheim 1950.
- HAHN, A. u. RIETSCHEL, E.: Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee. VI. Baltische Hydrologische Konferenz, Hauptber. 13, Berlin 1938.
- HINTZ, R. A.: Die Entwicklung der Schleimündung. *Meyniana*, 4, 66—77, 1955.
- HINTZ, R. A.: Sedimentpetrographische und diluvialgeologische Untersuchungen im Küstenbereich des Landes Angeln. *Meyniana*, 6, 116—126, 1958a.
- HINTZ, R. A.: Die Strandwälle im Gebiet der Kolberger Heide und die Entstehung des Laboer Sandes. *Meyniana*, 6, 127—130, 1958b.
- HURTIG, Th.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin 1954.
- IVERSEN, J.: Undersøgelser over Litorinatransgressioner i Danmark. *Medd. fra dansk geol. Foren.*, 9, 223—232, 1937.
- JANKUHN, H.: Haithabu. Eine germanische Stadt der Frühzeit. Neumünster 1937.
- JANKUHN, H.: Die Ausgrabungen in Haithabu (1937—1939). Vorläufiger Grabungsbericht. *Deutsches Ahnenerbe*, Reihe B, Band 3, 1943.
- JESSEN, K.: Litorinasenkningen ved Klintesø i pollenfloristisk Belysning. *Medd. fra dansk geol. Foren.*, 9, 232—236, 1937.
- KANNENBERG, E. G.: Die Steilufer der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. *Schrift. Geogr. Inst. Kiel*, 14, 1, 1951.
- KANNENBERG, E. G.: Der Priwall. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Travemündung im Postglazial. *Schrift. Geogr. Inst. Kiel, Sonderband*, 27—37, 1953.

- KANNENBERG, E. G.: Das neolithische Grab beim Dahmer Moor und seine fragwürdige Bedeutung für die Datierung des Endes der Litorina-Transgression. *Schrift. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, **28**, 17—20, 1956.
- KLIEWE, H.: Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. *Geogr. Ber.*, **10/11**, 10—26, 1959.
- KÖSTER, R.: Die Morphologie der Strandwall-Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. *Meyniana*, **4**, 52—65, 1955.
- KÖSTER, R.: Die Küsten der Flensburger Förde. Ein Beispiel für Morphologie und Entwicklung einer Bucht. *Schrift. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, **29**, 5—18, 1958.
- KÖSTER, R.: Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. Vorläufige Mitteilung. *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. z. Zt. im Druck*, 1960.
- KUENEN, PH. H.: Eustatic changes of sea-level. *Geologie en Mijnb.*, **16**, 148—155, 1954.
- MADSEN, V.: Übersicht über die Geologie von Dänemark. *Danm. geol. Unders.*, V. Række, Nr. 4, 1928.
- MAGNUSSON, N. H., LUNDQVIST, G. u. GRANLUND, E.: *Sveriges Geologi*. Stockholm 1957.
- MARTENS, P.: Morphologie der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. *Schrift. Balt. Kommission Kiel*, **5**, 1927.
- MERTZ, E. L.: Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. *Danm. geol. Unders.*, II. Række, Nr. 41, 1924.
- MIKKELSEN, V. M.: Præstø Fjord. The development of the post-glacial vegetation and a contribution to the history of the Baltic Sea. *Dansk bot. Arkiv*, **13**, Nr. 5, 1949.
- MODEL, F.: Gegenwärtige Hebung im Ostseeraum. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, **49**, 64—115, 1950.
- NEUGEBAUER, W.: Alt-Lübeck. Problemstellung einer Ausgrabung. *Forsch. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck*, 2. Reihe, **42**, 7—20, 1950.
- NEUGEBAUER, W.: Neue Ausgrabungen auf dem Burgwall Alt-Lübeck. *Germania*, **29**, 235—244, 1951.
- NEUGEBAUER, W.: Der Stand der Ausgrabungen in Alt-Lübeck. *Z. Ver. f. Lübeckische Geschichte u. Altertumsde.*, **33**, 103—126, 1952.
- NEUGEBAUER, W.: 100 Jahre Ausgrabungen in Alt-Lübeck. *Der Wagen*, 27—52, 1953.
- NILSSON, T.: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. *Geol. Fören. Förh.*, **57**, 385—363, 1935.
- NILSSON, T.: Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südkandinavien. *Lunds Universitets Årsskrift, N. F. Avd. 2*, **44**, 1—80, 1948.
- RANGE, P.: Erläuterungen zu Blatt Hamberge und Lübeck. *Geolog. Karte von Preußen, Gradabt.* **25**, Nr. 8 u. 9, 2. Auflage, 1938.
- ROSA, B.: Die postglaziale Transgression an der polnischen Küste. *Geogr. Ber.*, **10/11**, 64—72, 1959.
- SAURAMO, M.: The mode of the land upheaval in Fennoscandia during the late quaternary time. *Fennia*, **66**, Nr. 2, 1939.
- SAURAMO, M.: Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. *Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A*, **44**, 1955.
- SAURAMO, M.: Quartäre Strandverschiebungen im NO- und SW-Sektor des Fennoskandischen Vereisungsgebietes. *Meyniana*, **6**, 107—115, 1958.
- SCHMIDT, H.: Morphologische Probleme um den Großen und Kleinen Jasmunder Bodden. *Diss. Greifswald* 1957.
- SCHMITZ, H.: Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. Unveröffentl. Bericht, Lübeck 1951 a.
- SCHMITZ, H.: Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. 2. Bericht. Unveröffentl. Bericht, Lübeck 1951 b.
- SCHMITZ, H.: Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. *Die Küste*, **I**, 2, 34—44, 1952.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der Transgression an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. *Ber. dt. bot. Ges.*, **66**, 151—166, 1953 a.
- SCHMITZ, H.: Die geologischen Untersuchungen in dem Raume Fehmarn-Wagrien und in den Gewässern um Fehmarn. Abschnitt VII. Pollenanalytische Untersuchungen an Bohrerergebnissen bei Heiligenhafen. Unveröffentl. Bericht, Wasser- und Schiffsamt Kiel, 1953 b.

- SCHOTT, C.: Die Westküste Schleswig-Holsteins. Probleme der Küstensenkung. Schrift. Geogr. Inst. Kiel, 13, 4, 1950.
- SCHOU, A.: Det marine Forland. Folia Geographica Danica, 4, 1945.
- SCHÜTZE, H.: Kliffs, Strand und Riffe der Südküste der Eckernförder Bucht (Ostsee). Geologie d. Meere u. Binnengew., 3, 310—350, 1939.
- SEIFERT, G.: Der Aufbau und die geologische Entwicklung des Brodtener Ufers und der angrenzenden Niederungen. Die Küste, I, 2, 15—20, 1952.
- SEIFERT, G.: Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholzniederung bei Heiligenhafen. Meyniana, 4, 37—51, 1955.
- SPETHMANN, H.: Studien an den Flanken des Brodtener Ufers. Die Küste, I, 2, 12—14, 1952.
- SPETHMANN, H.: Forschungen im innersten Winkel der südwestlichen Ostsee. Mitt. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, 44, 9—143, 1953.
- TAPFER, E.: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geologie d. Meere u. Binnengew., 4, 113—244, 1940.
- TROELS-SMITH, J.: Datering af Ertebøllebopladser ved hjælp af Litorina-Transgressioner og Pollenanalyse. Medd. fra dansk geol. Foren., 9, 253—255, 1937.
- TROELS-SMITH, J.: Stenalderbopladser og Strandlinier paa Amager. Medd. fra dansk geol. Foren., 9, 489—508, 1939.
- VALENTIN, H.: Die Küsten der Erde. Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H., 246, 1954.